

# 地震

## 第 2 輯

### 第 3 卷 第 2 號

昭和 26 年

---

#### 口 繪

故大塚彌之助博士小照（裏面略歴）

#### 計 報

大塚彌之助博士の地震研究所における業績……………津屋弘達… 1

#### 論 說

餘震區域の面積と有感半徑との關係……………本間正作・關 彰… 4

複二本吊型高感度重力計について……………一戸時雄… 9

地球中間層の不連續性について……………西武照雄…17

地下放射能の測定（第1報）……………貞廣太郎…22

電磁地震計の電壓感度の簡単な測定法……………田治米鏡二…26

動力學的基礎地盤調査法とその實施例……………渡邊 健…31

石淵爆破地震動の觀測……………爆破地震動研究グループ…37

地震時報……………43

學會記事……………44

雜 錄……………47

---

地震學會

## 地震學會々則

1. 本會は地震およびこれに関連する諸現象並びに應用に關する知識を交換、普及し震火災防止に貢獻することを目的とする。
2. 本會は地震學會と稱して、事務所を東京大學理學部地球物理學教室内におく。
3. 本會はその目的を達するため下記の事業を行う。
  - (i) 通常總會および臨時總會
  - (ii) 學術講演會
  - (iii) 會誌「地震」の發行
  - (iv) 其他必要なる事業通常總會は毎年必ず1回適當な時期に行い、臨時總會は委員5名以上あるいは會員20名以上の請求のあつた時に開く。
4. 本會々員は普通會員及び贊助會員とする。會員となろうとする者は會費1ヶ年分をそえて本會事務所へ申込むものとする。
5. 地方あるいは特別の機關等に支部をおくことができる。
6. 委員長1名、委員若干名をおく。
7. 委員長は本會を代表し、各委員は編輯、庶務、會計等の事務を分擔し、そのために若干名の幹事をおくことが出来る。幹事は委員長が委嘱する。
8. 本會には顧問若干名をおくことができる。
9. 委員は普通會員の互選によつて選出する。委員長は委員の互選による。委員長及び委員の任期は1年とし、再選をさまたげない。
10. 委員長及び委員の更迭期は1月とする。途中補缺として加つたものの任期は前任者の殘存期間とする。

### 附 則

1. 普通會員の會費は當分の間年300圓とし、委員によつて適宜變更することができる。
2. 會費年1口(1000圓)以上をおさめたものを贊助會員とする。
3. 支部のないときは連絡幹事をおく。連絡幹事は委員長が委嘱する。

## 委 員 (1951年1月選出)

委員長 河角 廣

委員 早川正已(地質調) 長谷川萬吉(京大) 西村英一(京大) 本多弘吉(仙臺氣)  
表 俊一郎(東大) 岡野敏雄(大阪氣) 和達清夫(中央氣) 加藤愛雄(東北大)  
川畑幸夫(九州氣) 河角 廣(東大) 吉山良一(九大) 坪井忠二(東大)  
村内必典(科博) 井上宇胤(中央氣) 松澤武雄(東大) 福富孝治(北大)  
淺田 敏(東大) 佐野浚一(名大) 佐々憲三(京大) 北澤五郎(其他)  
宮村攝三(東大) 宮部直己(地理調) 廣野卓藏(中央氣) 末廣重二(中央氣)  
鈴木次郎(東大) [イロハ順]

庶務係委員 村内必典・宮村攝三・鈴木次郎

會計係委員 表 俊一郎・淺田 敏

編輯係委員 廣野卓藏・末廣重二

幹 事 山口弘次(編輯)・松本正治(庶務)





故大塚彌之助博士

## 故大塚彌之助博士略歴

大 正	10	3	31	東京高等師範學校附屬中學校卒業
	15	3	31	静岡高等學校理科甲類卒業
昭 和	4	3	31	東京帝國大學理學部地質學科卒業
	5	9	15	任地震研究所助手
	13	12	9	東京帝國大學理學部講師
	14	3	17	任東京帝國大學助教授
	14	3	17	補地震研究所員
	14	3	17	理學部新生代地史學及新生代古生物學の授業擔任
	14	7	11	滿洲國及中華民國へ出張
	14	7	11	理學博士の學位授與
	16	7	23	南方資源研究會研究員
	16	12	15	地質礦物の基礎的調査研究のため佛領印度支那へ出張
	17	7	29	地質學研究委員
	18	1	19	任東京帝國大學教授
	18	1	19	理學部に於ける層位學及東亞地質の授業擔任
	18	7	28	兼任東京文理科學大學教授
	19	3	3	補南方自然科學研究所員
	19	5	24	理學部勤務地質學第五講座擔任
	22	8	11	地震豫知研究連絡委員會委員
	23	5	22	一級に陞彼
	25	8	7	午前十一時十五分死去



# 大塚彌之助博士の地震研究所における業績

地震研究所 津 屋 弘 達

大塚君は昭和4年3月東京帝國大學理學部地質學科を卒業し、同大學院において1年半の間研究をつづけた後、昭和5年9月に地震研究所に助手として就職した。それ以來、14年3月助教授に、18年1月教授に昇進しつつ、前後15年の間、本所において地震現象の地質學的研究に専念し、19年5月に出身の地質學教室に轉出した後も、25年8月7日永眠の日まで、本所の所員を兼ねていた。このように、大塚君は研究者としての生涯の大半を本所において過したのであつて、その幾多の輝かしい研究業績のほとんどすべては本所において生れたものといえよう。

大塚君は地質學の中でも特に新生代の地史、古生物などについて専攻し、日本の新生代の地質構造や地形の發達過程の實證的追究に重きをおいていた。そのため、地震現象についても早くから關心をもち、昭和4年本誌第1卷に、“延命寺斷層の東方延長に就て”という研究を發表していた。たまたま昭和5年、當時本所員として主に地形學の立場から地震現象を研究していた多田文男博士が地理學教室に轉出したので、大塚君は當時の所長末廣恭二博士を初め全所員の大きい期待のもとに本所に迎えられた。果してその期待にたがわず、同年11月北伊豆をおそつた大地震の調査研究に大いに活躍し、その後次々に起つた大地震、地這り、火山爆發などについて、またその間、日本各地の新生代の地史、地質構造などについても、數多の目ざましい研究成果をあげた。それらの主なものは、本文末にあるように、震研彙報並びに、雑誌“地震”に發表されているので、ここに一々紹介する要はない。

大塚君は本所にあつても、地質學者としての立場を堅持していた。地震現象の研究に對する地質學者の役割は決して少なくない。地震に伴う斷層その他の地殻變動が多くの場合に、地形や地質構造と密接な關係をもつて現れることは、すでに古くから知られていた事實である。したがつて、地震に伴う地殻變動の意味を正しく解釋し、またその發現を豫想する上からも、地震地域の特に新生代の地質構造や地形の發達過程を明かにすることは地質學者に課せられた役割の一つであらう。しかし、大塚君は本所の研究使命をよく體し、單なる自己専門の地質研究を行うというのではなく、その結果と地球物理學者の研究結果とを如何に結びつけ、調和させるかに苦心し、地震現象そのものを解明しようとする同君の熱意と努力とは多くの地震學者にも劣るものではなかつた。同君は本所在任中にも、純地質學的研究を學會誌その他に數多く發表したが、それらは本所において行つた地震研究の副産物であるか、そうでなければ、その間に同君が關係していた他の研究機關、教室などにおける研究の成果であらう。

大塚君は溫厚篤實で、名利に恬淡な學者であつた。本所に就職當初、同君は地質學者としてはすでに一家を成していたほどであつたが、昭和 14 年まで 8 年餘の間、助手の地位に甘んじて黙々として研究をつづけ、助教授、教授に昇進した後も、いささかも變わる所がなかつた。本所を去つてから永眠するまでの最近數年間、大塚君は多忙な本職のため、また一進一退の病狀のためもあつて、本所に入出する機會は少なかつた。しかし、同君が再び健康をとれどもとし、兼務とはいえ、本所の地震研究のため更に協力する日の近きを、吾々は切望し、期待していた。それともついに叶わず、大塚君が幾多の春秋をのこして永眠したことは、日本の地質學界の一大損失であるのは勿論、本所にとつては、掛替のない所員を失つて、誠に残念であつた。

終りに、今は亡き本所所員、大塚彌之助博士の御冥福を祈ると共に、同君永眠の地、千葉縣館山市楠見に當分御在任と聞く御遺族方の御多幸を祈ります。

大塚彌之助博士の研究業績  
(震研彙報並に雑誌“地震”所載のもの)

地震研究所彙報, Vol. XV. (1937)

1. “Decken” Structure in the Bōsō Peninsula, Japan.
2. 日本群島附近の古第三紀の海岸線の變化.
3. 關東地方南部の地質構造 (I) [横濱—藤澤間]
4. Some Geologic Considerations of the Folded Tertiary Zones in Japan (advanced paper).

Vol. XVI. (1938)

5. A Geologic Interpretation on the Underground Structure of the Sitito-Mariana Island Arc in the Pacific Ocean.
6. (with Inomata, S.) Phenocryst Distribution in the Siroyama Hornblende Andesite Mass Exposed near the Town of Kanbara, Shizuoka Prefecture, and its Geologic Interpretation.
7. 靜岡縣庵原郡東部の地質構造.

Vol. XVII. (1939)

8. 昭和 13 年 11 月 5 日鹽屋崎沖地震に關する調査報告.
9. Tectonic Classification of the Japanese Islands as referred to their Cainozoic History.
10. 昭和 14 年 5 月男鹿半島地震の地變.

Vol. XIX. (1941)

11. 山梨縣鳳凰山・地藏ヶ岳附近の地質.
12. 靜岡縣庵原郡兩河内村附近の地質構造.
13. 靜岡縣熱海溫泉と地質構造との關係一考察.

Vol. IX. (1931)

14. Early Pliocene Crustal Movement in the Outer Zone of Southwest Japan and in the Naumann's Fossa Magna.

Vol. X. (1932)

15. The Geomorphology of the Kano-gawa Alluvial Plain, the Earthquake Fissures of Nov. 26, 1930, and the Pre-and Post-seismic Crust Deformations.



16. Post Pliocene Crustal Movements in the Outer Zone of Southwest Japan and in the "Fossa Magna" (I).
17. Recent Activity of the Long-Dormant Akita-Komagatake Volcano in North-East Japan.
18. (with Kuno, H.) On Two Borings near Atami-mati, Idu Peninsula.  
Vol. XI. (1933)
19. The Geomorphology and Geology of Northern Idu Peninsula, the Earthquake Fissures of Nov. 26, 1930, and the Pre- and Post-Seismic Crust Deformations.
20. Contraction of the Japanese Islands since the Middle Neogene (advanced paper.)  
Vol. XII. (1934)
21. Tertiary Structures of the Northwestern End of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture, Japan.
22. Marine Pleistocene Terraces near Kusiro, Hokkaido.  
Vol. XIII. (1935)
23. The Stratigraphic Relation of the Lower Kadonosawa and the Yotuyaku Series of Iwate to the Poronai Series in Hokkaidô and the Marine Transgression of the Early Miocene, in Japan.
24. The Oti Graben in Southern Noto Peninsula, Japan. (Part I).
25. " (Part II).
26. " (Part III).
27. 西南日本中央構造線と長崎三角地域とに關する二三の考察.  
Vol. XIV. (1936)
28. Marine Lower Pleistocene of the Central Kwanto Plain. (Anevidence of basin forming force of the Kwanto plain).
29. The Takasegawa Green Tuff Beds of the Yuri District Akita Pref., Japan, and Correlation of the Lower Nogene in Japan.  
震研彙報別冊, Vol. I. (1934)
30. 昭和8年3月3日の津浪被害と三陸海岸の地形  
同上, Vol. III. (1936)
31. 昭和10年4月21日臺灣中部地方に起つたに伴へる地震斷層, [附]地震斷層の諸特徴.  
地 震
1. 延命寺斷層の東方延長に就て 第1卷 昭和4年 (1929)
2. 秋田駒ヶ嶽火山爆裂調査記 第4卷 昭和7年 (1932)
3. 昭和8年三陸地震津浪雜報 (第3報) 第5卷 昭和8年 (1933)
4. 火山活動と地殻運動 第8卷 昭和11年 (1936)
5. 七島・マリアナ海嶺に關する構造地質學的一考察 第9卷 昭和12年 (1937)
6. 明治29年陸羽地震川舟斷層の現況其の他 第10卷 昭和13年 (1938)
7. 茶臼山地に就いて 同上
8. 活動してゐる皺曲構造 第14卷 昭和17年 (1942)
9. (今村明恒共著) 秋田縣大館より盛岡市に至る精密水準線路の改測結果第16卷 昭和19年 (1944)

# 餘震區域の面積と有感半徑との關係 (承前)

本 間 正 作 ・ 關

彰

(昭和 25 年 11 月 20 日受理)

## A Relation between the Area of Aftershock region and the Radius of Sensibility Circle (continued)

S. HOMMA and A. SEKI

Matushiro Seismological Observatory

In our previous report (Jour. Seis. Soc. Japan, 2nd Series, Vol. 2, No. 2 (1949), it was stated that the area of aftershock region ( $A \text{ km}^2$ ) and the radius of sensibility circle ( $R \text{ km}$ ) of several earthquakes in Japan were closely related with each other. Recently, we were able to collect more examples (cf. Table 1 and Figs. 1-9) and investigated these data together with those already reported.

From 12 land shocks and 9 oceanic shocks, we obtained the following relations :

$$\log_{10} A = (1.50 \pm 0.07) + (3.16 \pm 0.10) R \times 10^{-3} \quad \text{for land shock,}$$

$$\log_{10} A = (2.13 \pm 0.10) + (2.86 \pm 0.13) R \times 10^{-3} \quad \text{for oceanic shock,}$$

which well support our previous results. (cf. Fig. 10.)

If the radius  $R$  of the Great Kanto Earthquake of September 1st, 1923 be assumed as 700 km. instead of 900 km., the former formula becomes

$$\log_{10} A = (0.87 \pm 0.13) + (4.67 \pm 0.19) R \times 10^{-3}$$

According to Prof. H. Kawasumi the latter relation is more preferable.

1. われわれは前論文<sup>1)</sup>において日本における若干の大地震についてその餘震の分布區域の面積  $A(\text{km}^2)$  と有感區域の半徑  $R(\text{km})$  との間に密接な函數關係があることを述べたが、その後資料を増した結果前の結論が確められた。

2. このたび新に調べ得た地震とその  $A$  及び  $R$  は第1表の通りである。地震13は5個の餘震々央が比較的精密に決まり、その1つは神淵村と美濃町の間、他は八幡町、下川村及び金山町を頂點とする三角形内に起つたという記事があるだけだから、それらを含む圓の面積を  $A$  とした。No. 17 は東南海地震の餘震と區別がつかないので岡崎市附近と渥美灣附近のものを餘震として採つたと述べてある。したがつて以上2つの  $A$  は不確實として以下の統計的計算には用いていない。今市地震については矢崎技官の厚意により特に公刊に先立つて資料をいたゞくことが出来た。この餘震は東大震研の萩原、表兩博士によつても觀測され<sup>2)</sup>、それから求まる  $A$  はもつと小さくなるが、今までの資料が多く氣象臺の決定によるものであつたから、ここでも氣象臺の値を採つてある。No. 12 の  $R$  は北は釧路まで 825 軒、西は大坂まで 533 軒で方位により著しく違ふがその平均 680 軒を採つたので、他の地震で



Table 1.

番 號	地 震 名	發震年月日	$A(\text{km}^2)$	$R(\text{km})$	海陸の區分
12	鹿 島 灘 <sup>(2)</sup>	1923, 6, 2	$8.82 \times 10^8$	680	O
13	岐阜縣八幡町附近 <sup>(3)</sup>	1934, 8, 18	0.38 //	305	L
14	河 内・大 和 <sup>(4)</sup>	1936, 2, 21	0.23 //	300	L
15	鹿 島 灘 <sup>(5)</sup>	1943, 4, 11	3.405 //	480	O
16	八 戸 沖 <sup>(5)</sup>	1943, 6, 13	4.66 //	550	O
17	三 河 <sup>(6)</sup>	1945, 1, 13	1.08 //	470	L
18	日 向 灘 <sup>(5)</sup>	1948, 5, 9	4.14 //	500	O
19	金 華 山 沖 <sup>(3)</sup>	1948, 5, 12	3.065 //	490	O
20	日 高 川 上 流 域 <sup>(5)</sup>	1948, 6, 15	1.00 //	470	L
21	今 市 <sup>(7)</sup>	1949, 12, 26	0.47 //	360	L

はそれほどの方位的差はないが、大ていそのようにして  $R$  を決めてある。今市地震は徳島だけが例外的に微震でここまで入れると 550 軒になるが、これは捨てた方が適當だという矢崎技官の御意見に従つた。なお前震のよく決定したものも可成り  $A$  の決定に使つた。No. 18 の地震は前震が餘震と同數使つてある。一般に前震發生區域と餘震發生區域には格別の差違が認められなかつたから餘震の資料を補う意味でこれを取入れることは有効であつた。

各地震の餘震(前震を含む)分布圖は Fig. 1~9 に示してある。Fig. 4 と Fig. 7 にある點線の橢圓は飛び離れた點が、他の點と同じ母集團に屬し得るか否かを檢定するために増山博士<sup>9)</sup>による危険率 5% の棄却橢圓を描いたもので、第 4 圖の白丸の 2 點は採用しないのが適當であり、第 7 圖の 1 點はこの橢圓から僅かにはずれるが、これを棄てるとほぼ 5% に近い誤りを冒すおそれがあるから採用した。

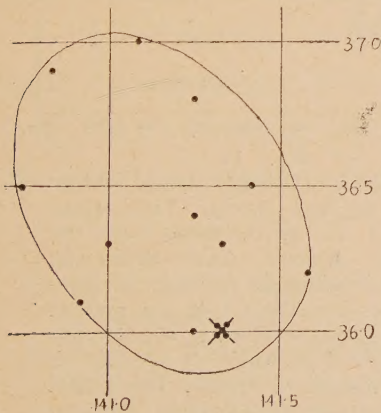


Fig. 1  
Kashimanada Earthq. (No. 12)  
× main shock

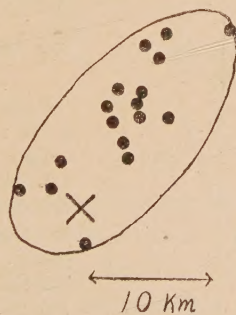


Fig. 2  
Yamato-Kawachi  
Earthq. (No. 14)

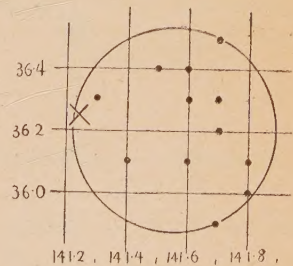


Fig. 3  
Kashimanada Earthq.  
(No. 15)

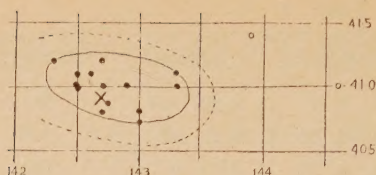


Fig. 4 Earthq. off Hachinoe (No. 16). Broken line indicates the ellipse of Rejection limit with the level of significance of 5%.

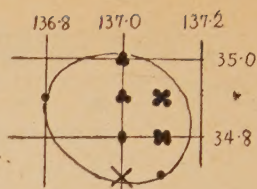


Fig. 5  
Mikawa Earthq. (No. 17)

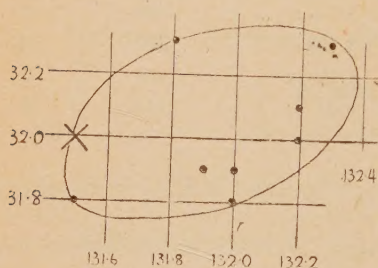


Fig. 6  
Hyuganada Earthq. (No. 18)

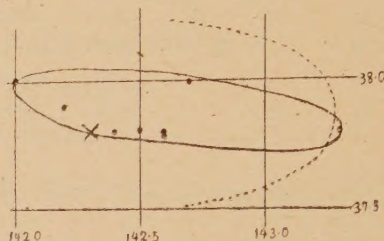


Fig. 7 Earthq. off Kinkazan No. (19) Broken line means the same as Fig. 4

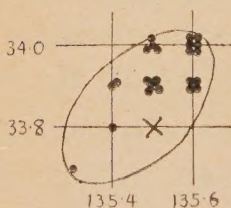


Fig. 8.  
Hidakagawa Earthq. (No. 20)

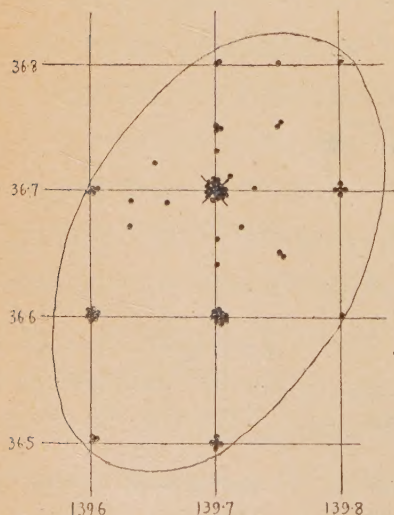


Fig. 9 Imaichi Earthq.  
Two main shocks occurred (×)

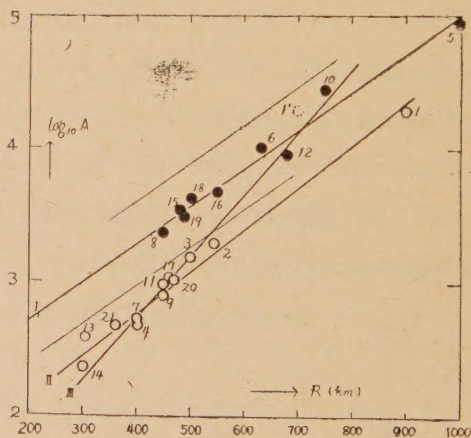


Fig. 10

Black circle: Oceanic shocks, White circle: Overland shocks. Thin white circles (13, 17) are excluded from the calculation. Annexed figure shows the number of earthquakes given in our previous paper and Table 1 of the present paper. 1' gives the point of the Kanto earthquake,  $R$  of which is assumed as 700 km. instead of 900 km. Lines I, II and III indicate oceanic curve, overland curve and that when  $R$  of the Kanto earthq. is taken as 700 km respectively. Thin lines are the limits of the rejection deviation from the oceanic curve with of the the significance level of 1%.



3. 以上の資料に前回の分を加えて、前回と同様に

$$\log_{10} A = \alpha + \beta R \quad (1)$$

という實驗式を立てると、第2表のようになる。

Table 2.

	$\alpha$	$\beta$	$r_0$ (km)
海底地震	$2.13 \pm 0.10$	$(2.86 \pm 0.13) \times 10^{-3}$	$6.5 \pm 0.8$
陸上地震	$1.50 \pm 0.07$	$(3.16 \pm 0.10) \times 10^{-3}$	$3.2 \pm 0.3$

この値は誤差の範圍で前に報告した結果と一致する。ここで  $r_0$  は上の式を外挿して、丁度有感區域が消える時の餘震

面積の平均半徑で参考のため附記した。

前の報告で 1923 年 9 月 1 日の關東地震の  $R$  を 900 軒にとつたが、河角教授から、これは 700 軒にすべきであると御注意があつた。<sup>10)</sup> そのように採ると陸上地震の公式は

$$\alpha = 0.87 \pm 0.13, \quad \beta = (4.67 \pm 0.19) \times 10^{-3}, \quad r_0 = 1.5 \pm 0.2 \text{ km}$$

で與えられる。これらを圖示すると Fig. 10 になる。關東地震については、現在の所數値には餘り關心を持つていないので、われわれとしては何れを採用しても定性的には差支えない。

今、海底地震の  $\log_{10} A$  の計算値からの偏差をもとにして、偏差の値の 1% の危險率に對する棄却限界<sup>11)</sup>を決めると上限は  $+0.337$ 、下限は  $-0.315$  となり、これらは Fig. 10 の海底地震の直線に平行な 2 本の直線で示してある。この限界の外にある地震は海底地震の母集團には入られないと認め得るわけであるが、唯今の所そのような地震は全部陸上地震であり、陸上地震と海底地震を區別して考えることは一應適當であると思われる。陸上地震は關東地震のような問題なものが含まれているから、それを基本にするより、色々の  $R$  に對して比較的一様に資料のある海底地震を基本にする方がよいと考えた次第である。

4. 要するに有感半徑と共に餘震分布區域が増大すること、その關係が海陸の地震で異なることが日本の淺發地震については大體確認されたわけである。

終りに東大の河角廣教授、佐藤泰夫助教授、中央氣象臺の矢崎敬三技官、その他御忠告を頂いた方々に厚く御禮申し上げる。

(1950, X, 10)

## 文 獻

- 1) 關 彰、本間正作‘餘震區域の面積と有感半徑との關係’地震 II 輯 2 卷 2 號 (1949) 37-40. この論文の附圖 10 における番號 No. 9, No. 12 は夫々 No. 11, No. 9 の誤り。
- 2) 石川高見‘本邦顯著地震表’驗震時報 2 卷 3 號 (1926) 87-179, 保田杜二, 小平孝雄‘東京地震觀測 (明治 5 年 9 月—大正 12 年 12 月)’震災豫防評議會 (1924)
- 3) 淵本一, 藤田兼吉, 須田滿雄‘昭和 9 年 8 月 18 日岐阜縣下の強震に就て’驗震時報 8 卷 2-3 號 (1935) 129-132
- 4) 石川高見‘河内・大和強震と前後の地震’驗震時報 9 卷 3 號 (1936) 110-122
- 5) 氣象要覽
- 6) 金澤茂夫‘三河地震の驗測結果報告’驗震時報 14 卷 3-4 號 (1950) 56-62

7. 中央氣象臺地震課調査係長 矢崎敬三氏による
8. 未公刊。震研佐藤泰大助教授の御厚意により、兩氏の觀測結果を知り得た。なお、この地震の主震は餘震區域の中央近くにあるのは變つてゐる。
9. 増山元三郎、少數例の纏め方と實驗計畫の立て方、第2版（河出書房）p. 63
10. 縦軸に震度、横軸に震央距離をとつた、いわゆる‘震度曲線’を作ると大てい地震では平均曲線が直線かそれに近い下向きに凸の曲線になることが知られている。關東地震については震度 III 以上の曲線が描かれているが、これを外挿すると、震度 I において距離は 900 ㌾以上になり、もしこれを 700 ㌾にすると曲線が低震度に對して上向きに凸になる。（例えば ‘The Fukui Earthquake of June 28, 1948’ p. 9, Fig. 5. 参照）。それで一應 900 ㌾と採つてみたのである。尙お水上博士等は 850 ㌾にひつておられる。水上武、内堀貞雄‘東南海地震に就いて、特に震害と餘震分布’地震研究所彙報 24 號（1946）19-30
11. 増山氏の棄却楕圓の一次元の場合に當るもので Thompson 氏の意味のものではない。文獻（9）参照



# 複二本吊型高感度重力計について

京都大學理學部地球物理學教室 一 戸 時 雄

(昭和 25 年 11 月 29 日受理)

## Highly Sensitive Double Bifilar Gravimeter

Tokio ICHINOHE

Geophysical Institute, Kyoto University

By modifying the usual bifilar gravimeter, we have constructed a highly sensitive gravimeter named as "Double Bifilar Gravimeter". Its sensitivity reached  $10^{-10}$  g/mm under usual conditions of the instrument, and the gravity variations by the earth tides were able to be clearly observed.

1. 緒言 重力の地域的變化の研究が割合進んでいるのに對して、時間的變化の研究は殆ど行われていない状態である。時間的變化は永年變化と天體の引力による週期的變化とに分けられるが、靜的な方法で永年變化を測ることは結局重力計を構成する素材の問題になるので、その問題については暫らく措き、こゝでは週期的變化を測定する重力計について考察する。

天體の引力による週期的な變化の總量は  $2 \times 10^{-7} g$  程度と考えられるから、これを解析して各分潮毎の値を精密に算出する爲には重力計の感度を  $10^{-8} g$  の程度に高め、然もその變化を連續記録することが望ましい。

この目的で Schweydar<sup>1)</sup> は Schmidt<sup>2)</sup> の原理によつて Bifilar gravimeter を製作し、月の引力による重力變化を觀測したが、その感度は光點の動き 1 mm に對して  $0.81 \times 10^{-6} g$  であるから、これをもつて一桁下の月の半日潮  $3.32 \times 10^{-8} g$  まで出すのは不正確をまぬがれない。その後 Tomaschek<sup>3)</sup> はやはり同じ原理の重力計に工作上種々改良を加えて重力變化の連續記録をうることに成功している。然るに筆者の試みた所によれば、Tomaschek と同形同大の構造のものによつても Tomaschek の感度を出すことは出来なかつたので、筆者はその感度の上らぬ所以を追求し、この型を幾分改造して容易に感度を上げることが出来た。その改造の要約は既に發表しているが、<sup>4)</sup>本誌上ではそれを稍々詳細に述べようとするものである。

2. Modified Bifilar Gravimeter 第1圖は比較のために從來の Bifilar Gravimeter を圖解式に描いたものであるが、圖の如き位置でその時の重力と釣合つていたとすれば、釣合の條件は次の5式で表わされる。

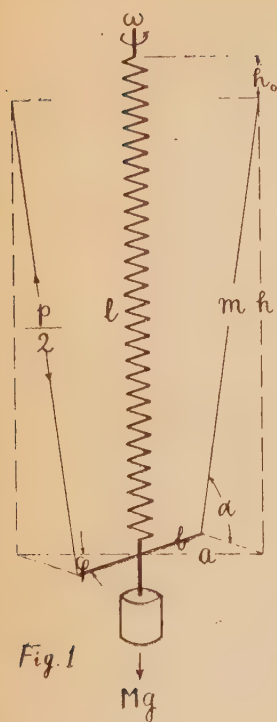


Fig. 1

$$s(l-l_0) + p \sin \alpha - Mg = 0$$

$$f(\omega - \varphi) - p \frac{ab \sin \varphi}{m} = 0$$

$$l = h_0 + h$$

$$\sin \alpha = \frac{h}{m}$$

$$h^2 = m^2 - (a^2 + b^2 - 2ab \cos \varphi)$$

こゝに、 $p$  は 2 本の吊絲にかかる張力、 $s, f$  は夫々スプリングの単位長の伸に對する應力及び単位角の捩れに對するモーメント、その他の符號は圖に示した通りである。いま重力の微小變化  $dg$  に對して  $\varphi$  が  $d\varphi$  だけ變つたとすれば、上の條件式より感度  $\frac{d\varphi}{dg}$  は次の如く求められる

$$\frac{d\varphi}{dg} = -\frac{ab \sin \varphi}{mf + abp \cos \varphi} \cdot \frac{m}{h} \left\{ M - \left( s + \frac{p}{m} \right) \frac{dh}{dg} \right\} \quad (1)$$

こゝで近似的に  $m \perp h$ ,  $\frac{dh}{dg} = 0$  とおけば

$$\frac{d\varphi}{dg} = -\frac{abM \sin \varphi}{mf + abp \cos \varphi} \quad (2)$$

次に最初の釣合の状態に於て  $\varphi$  に更に微小なる角變位  $\varepsilon$  を與えて放すと  $\varphi$  を中心に廻轉振動を始めるが、その時の振動週期  $P$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との關係を求めてみよう。嚴察には相當難くなるが近似的には、角變位  $\varepsilon$  に對する復元能率  $R$  は條件式第 2 により

$$R = f\{\omega - (\varphi + \varepsilon)\} - p \frac{ab \sin(\varphi + \varepsilon)}{m}$$

$\varepsilon$  は小なる故、 $\cos \varepsilon = 1$ ,  $\sin \varepsilon = \varepsilon$  とおいてこれを整理すれば

$$R = \left\{ f(\omega - \varphi) - p \frac{ab \sin \varphi}{m} \right\} - \left\{ f + p \frac{ab \cos \varphi}{m} \right\} \varepsilon$$

第 1 項は零に等しいから鍾の慣性能率を  $I$  とすれば絛局運動方程式は

$$I \frac{d^2 \varepsilon}{dt^2} = - \left\{ f + p \frac{ab \cos \varphi}{m} \right\} \varepsilon$$

となり、之を解くと週期  $P$  は

$$P = 2\pi \sqrt{\frac{I}{f + p \frac{ab \cos \varphi}{m}}}$$

となる。これと (2) 式とを組み合はせ  $I = r^2 M$  とおけば

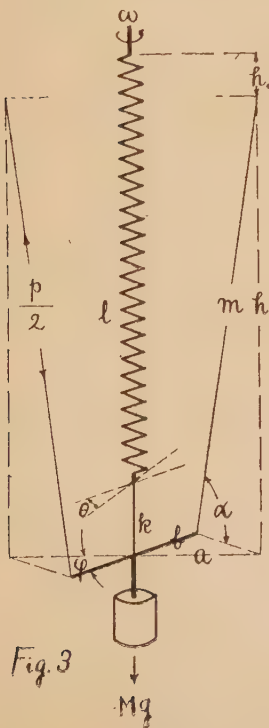
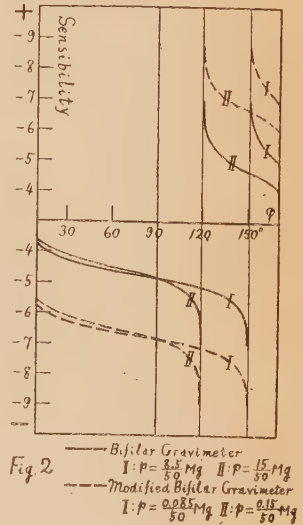
$$\left| \frac{d\varphi}{dg} \right| = \frac{ab \sin \varphi}{4\pi^2 m r^2} P^2 \quad (3)$$



が得られる。

第(2)式に於ては感度  $\frac{d\varphi}{dg}$  は  $p$  と  $\varphi$  の函数であるが、いま  $a=6$ ,  $b=3$ ,  $m=130$ ,  $f=1000$ ,  $g=980$ ,  $M=50$ ,  $p=(I)\frac{8.5}{50}Mg$ ,  $(II)\frac{15}{50}Mg$  なる數値を與えて  $\varphi$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との關係を表はしたものが第2圖の實線である。但し縦軸には  $\frac{d\varphi}{dg}$  そのまゝの値の代りに光行距離 5m の記録紙上光點の變位 1mm に相當する  $\frac{dg}{g}$  の 10 を底とする對數を取つてある。

圖に見る通り  $\varphi$  のある値に對して  $\frac{d\varphi}{dg}$  は無限大になるが、こゝは負の無限大から正の無限大に不連続的に變る所謂 *labil* な釣合の所であり、實際にはそのすぐ近くは使用出来ないから安定して使えるのは不連続點から離れた所、從つて感度の餘り良くない所である。そこで第(2)式に戻つてみると  $\frac{d\varphi}{dg}$  を大にするには右邊の分母を小にすればよいのであるが、 $p$  を小にすることによつて第2項は幾らでも小さく出来るから結局問題は第1項の  $m\dot{f}$  を小にすることに歸着する。



先づ  $m$  即吊絲の長さを小にすると第1圖より容易に想像される通り第(1)式中の  $\frac{dh}{dg}$  が大になり從つて  $\frac{d\varphi}{dg}$  を小にする。次に  $f$  即スプリングの捩モーメントを小にする爲には弱いスプリングを使用すればよいのであるが、その爲には錘の質量即分子の  $M$  も小にせねばならぬのでこれも不適である。從つて相當大きい  $M$  をかけられて而も捩モーメントが非常に小さいようなスプリングがあつたらよい譯である。その爲に筆者は第3圖のような工夫を凝らした。即ちスプリングと錘との間を  $M$  に耐える程度の細い string で繋いでこの string の弱い捩れモーメントを利用するのである。以後この型の重力計を Modified Bifilar Gravimeter と呼ぶことにする。いま圖の如き釣合の位置に於て string の捩れ角を  $\theta$ 、單位角の捩れに對するモーメントを  $\tau$  とすれば釣合の條件式は次の如くなる。

$$s(l-l_0) + p \sin \alpha - Mg = 0$$

$$\tau \theta - p \frac{ab \sin \varphi}{m} = 0$$

$$f(m - \theta - \varphi) - \tau\theta = 0$$

$$l + k = h_0 + h$$

$$\sin \alpha = \frac{h}{m}$$

$$h^2 = m^2 - (a^2 + b^2 - 2ab \cos \varphi)$$

之より  $\frac{d\varphi}{dg}$  を求めると

$$\frac{d\varphi}{dg} = - \frac{ab \sin \varphi}{m \frac{\tau f}{\tau + f} + ab p \cos \varphi} \cdot \frac{m}{h} \left\{ M - \left( 3 + \frac{p}{m} \right) \frac{dh}{dg} \right\} \quad (4)$$

近似的に  $m = h$ ,  $\frac{dh}{dg} = 0$ ,  $\tau \ll f$  とおくと

$$\frac{d\varphi}{dg} = - \frac{ab M \sin \varphi}{m \tau + ab p \cos \varphi} \quad (5)$$

またこれの廻轉振動に對しては復元能率  $R$  は近似的に

$$R = - \left\{ - \frac{\tau f}{\tau + f} + p \frac{ab \cos \varphi}{m} \right\} \varepsilon$$

となり週期  $P$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との關係は (3) と全く同じ形に出て来る。實際に  $\tau = \frac{f}{100}$  程度に

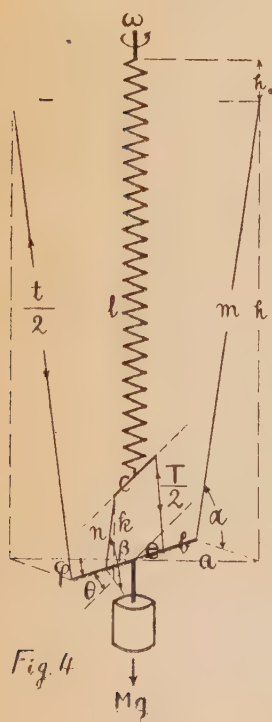
とすることは極めて容易であるから従來のものに較べて感度は簡単に 100 倍は上げられる。

$$\tau = \frac{f}{100} = 10, \quad p = (I) \frac{0.085}{50} Mg, \quad (II) \frac{0.15}{50} Mg, \quad \text{その他の常}$$

數は Bifilar Gravimeter と同じ數値を入れたときの  $\varphi$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との關係を第 2 圖の破線で表はしてある。

たゞ一つこゝで問題になるのは斯様に string に捩れを與えてそのモーメントに頼つてゐると溫度變化の影響及 creep が非常に大きくきいてくることである。それでこれらが少くて而も弱い捩れモーメントを得るために、次にこれを止めて更に第 4 圖の如き方法を考えた。

3. Double Bifilar Gravimeter. 第 4 圖に於ては string の振彈性を用いる代りに、2 本吊の性質として幾何學的に——この語は適當でないかも知れないが——生ずる廻轉モーメントを利用するのである。以後この型を表題に掲げた如く Double Bifilar Gravimeter と呼ぶことにする。Double Bifilar Gravi-





meter に於ては釣合の式は次の 10 個になる.

$$T \sin \beta + t \sin \alpha - Mg = 0$$

$$T \frac{ce \sin \theta}{n} - t \frac{ab \sin \varphi}{m} = 0$$

$$s(l-l_0) - T \sin \beta = 0$$

$$f(\omega - \theta - \varphi) - T \frac{ce \sin \theta}{n} = 0$$

$$t = qT$$

$$l + k = h_0 + h$$

$$\sin \alpha = \frac{h}{m}$$

$$\sin \beta = \frac{k}{n}$$

$$h^2 = m^2 - (a^2 + b^2 - 2ab \cos \varphi)$$

$$k^2 = n^2 - (c^2 + e^2 - 2ce \cos \theta)$$

こゝに  $t$  及  $T$  は夫々外及内側の吊絲にかかる張力,  $q$  は夫らの比である. 上の式では吊絲の剛性による捩れモーメントの項を無視しているが, それは吊絲に径  $30 \mu$  の invar 線を用いるとき, 線の捩れによるモーメントは幾何學的な廻轉モーメントの値に對してせいぜい 2 % 程度に過ぎないからである.

これらの條件式から  $\frac{d\varphi}{dg}$  を求むれば

$$\begin{aligned} \frac{d\varphi}{dg} = & - \frac{\sin \varphi}{f \left( 1 \pm \frac{q \cos \varphi}{F} \right) + \frac{abqMg \cos \varphi}{m \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right)}} \times \left\{ \left[ m \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right)^2 \left\{ \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right) - q \frac{h}{m} \right\} \right. \right. \\ & \left. \left. \pm \frac{f}{F} \right] \frac{dq}{dg} + \frac{abqM}{m \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right)} \left\{ \frac{dq}{dg} - \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right) \left( \frac{1}{n} \frac{dk}{dg} + \frac{q}{m} \frac{dh}{dg} \right) \right\} \right\} \\ \frac{dq}{dy} = & - \frac{m}{h} \left[ \frac{1}{gk} \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right) \left\{ \frac{ns}{M} \left( \frac{k}{n} + q \frac{h}{m} \right) \left( \frac{dh}{dy} - \frac{dk}{dg} \right) - \left( k \frac{dg}{dy} + g \frac{dk}{dg} \right) \right\} \right. \\ & \left. + \frac{1}{n} \frac{dk}{dg} + \frac{q}{m} \frac{dh}{dg} \right] \\ F = & \sqrt{\left( \frac{cem}{abn} \right)^2 - (q \sin \varphi)^2} \end{aligned} \quad (6)$$

となるが, 前と同様近似的に  $m=h$ ,  $n=k$ ,  $\frac{dh}{dg} = \frac{dk}{dg} = 0$ ,  $q \ll 1$  おけば  $\frac{dq}{dg} = \frac{1}{g}$  となり

$$\begin{cases} \frac{d\varphi}{dg} = - \frac{\left(abM \pm \frac{mf}{g}\right) \sin \varphi}{m.f \left(1 \pm \frac{q \cos \varphi}{f}\right) + abqMg \cos \varphi} \\ F = \sqrt{\left(\frac{cem}{abn}\right)^2 - (q \sin \varphi)^2} \end{cases} \quad (7)$$

が得られる。こゝで正符號は  $0 < \theta < \frac{\pi}{2}$  なる時、負符號は  $\frac{\pi}{2} < \theta < \pi$  なる時である。次に

振動週期  $P$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との關係を求めんに、復元能率  $R$  は近似的に

$$R = -Mg \left\{ \frac{ce}{n} \cos \theta - \frac{f}{f + Mg \frac{ce \cos \theta}{n}} + q \frac{ab}{m} \cos \varphi \right\} \varepsilon$$

となり従つて  $P$  は

$$P = 2\pi \sqrt{I/Mg \left\{ \frac{ce}{n} \cos \theta - \frac{f}{f + Mg \frac{ce \cos \theta}{n}} + q \frac{ab}{m} \cos \varphi \right\}}$$

條件式を用いてこれから  $\theta$  を消去し、(7) 式と組合せるとやはり前と同じ形となり

$$\left| \frac{d\varphi}{dg} \right| = \frac{ab \sin \varphi}{4 \pi^2 m g^2} P^2 \quad (8)$$

が得られる、

この場合にも  $\frac{d\varphi}{dg}$  は  $q$  及  $\varphi$  の函数であるが、(7) 式に  $a=6$ ,  $b=3$ ,  $m=130$ ,  $n=10$ ,

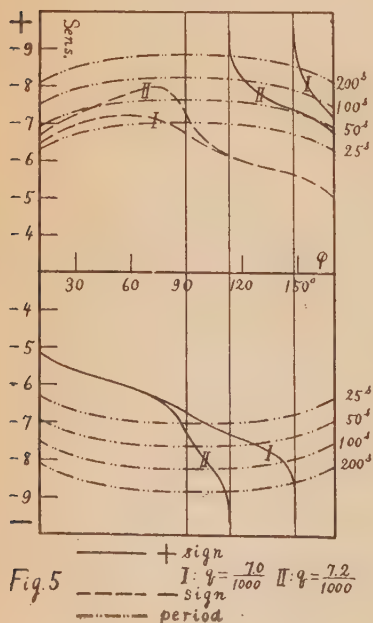


Fig. 5  
—— + sign  
--- - sign  
... period  
I:  $q = \frac{7.0}{1000}$  II:  $q = \frac{7.2}{1000}$

$c=e=0.1$ ,  $f=1000$ ,  $g=980$ ,  $M=50$ ,  $q=(I) \frac{7.0}{1000}$ ,

(II)  $\frac{7.2}{1000}$  において  $\varphi$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との關係を計算によつて求めたのが第5圖である。實線は正符號、破線は負符號に對するものであり、序に鎖線をもつて  $r^2=2$  なる時の  $P$  との關係を示しておいた。

4. Calibration. 筆者はスプリングに径 0.5 mm の elinvar, 吊絲に径  $30 \mu$  の super-invar を用い、諸常數が略々上述の値になるように Gravimeter を設計し、その感度を測つてみた。測定には Schweydar の如く錘に小さい質量を附加する方法を採つた。附加した質量は 2.25 mg で、従つて高感度の状態では光點の移動が餘りにも大き過ぎるので感度を出來るだけ落して行つた。



第 (3) 式によれば,  $a, b, m, r$  は構造上の常數であるから, いま  $\varphi$  を一定に保つて  $P$  のみを變えて行くと  $P$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との関係は parabola で表はされる筈である. 第 6 圖は之を示したもので 4 個の點は實測の値である. 次に  $P$  を一定に保つて  $\varphi$  のみを變えれば  $\varphi$  と  $\frac{d\varphi}{dg}$  との関係は sine-curve になる筈であつて, 第 7 圖はこれを示し, 3 つの點が實測の値である. curve と實測値との多少の偏差は  $P$  及  $\varphi$  を測定する時の實驗誤差の程度であり, (3) 式の関係は現實に保持されているとして差支ないであろう. 従つて今後我々はこの 2 つの curve によつて凡ゆる  $\varphi$  及  $P$  に対する實際の感度を知り得るのである. 實測に際しての値を入れると 1mm の光點の移動に對する感度は次表の通りである.

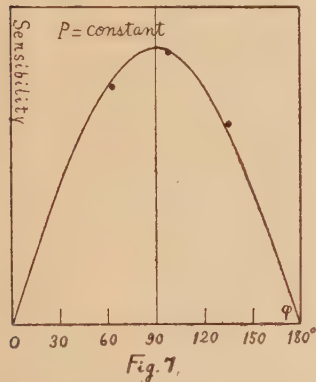


Table 1.

$\varphi$	optical distance	period	sensitivity
120°	5 m	25 sec	$178 \times 10^{-9} \text{g/mm}$
"	"	50	44.4
"	"	100	11.1
"	"	150	4.93
"	"	200	2.78

この値は實際に calibration を行つた値から導出したものであつて, 第 5 圖の計算に用いた常數の値と實際の器械のそれとが必ずしも一致していない以上, 第 5 圖に示した

結果と上表の値とが多少異つているのは當然である.

この器械による觀測の一例として, 本年 9 月の新月に際し京大阿武山地震觀測所に於て記録した重力變化の半日潮は全振幅が記録の上で 8 mm に出ている. その時の器械の狀態は  $\varphi = 130^\circ$ , 光學距離 = 166 cm,  $P = 115 \text{ sec}$  であつたから感度は  $2.84 \times 10^{-9} \text{g/mm}$ , 従つて重力變化は  $2.84 \times 10^{-9} \text{g} \times 8 = 22.7 \times 10^{-9} \text{g}$  である. 但しこれには氣象變化の影響も多少含まれていたのであることを附言しておく.

5. 結語. 以上述べたことを要約すれば, 從來の Bifilar Gravimeter ではスプリングの振れモーメントが大きくて感度を餘り上げられないので, 小さいモーメントを得るためにスプリングと錘との間を切れない程度の細い 2 本の string で繋いだ Gravimeter を試作して calibration を行つた結果, 大體所期の良結果が得られたということである. 尙器械は未だ完全ではなく, 溫度變化が相當きゝ, damper も附していないので 150 sec. 200 sec. 程度

の感度に對しては熱對流或は地面の脈動等の攪亂のために器械は不安定となり従つて地表に於ては完全な記録をとることは不可能である。それでこれらの攪亂を避けるために、近く兵庫縣生野鑛山の坑道に器械を設置して地殻潮汐による重力變化を觀測する豫定である。尙永年變化測定のための creep のない別な重力計も目下研究中である。

終りに本研究にあたり終始御懇篤な御指導を仰いだ西村英一博士並びに器械及檢定裝置等の實際の工作に當られた安田幾之助、津島正男の兩氏に對し感謝の意を捧げる。尙この研究は文部省科學研究費によつてなされたものである。

1950-11-20

#### 文 獻

- 1) W. Schweydar, Sitz. d. Kön. Preuß. Akad. Bd. 14 (1914) 454-465
- 2) Aug. Schmidt, Gerl. Beitr. z. Geophys. Bd. 4 (1900) 109-115
- 3) R. Tomashek u. W. Schaffernicht, Ann. d. Phys. 5 Folge, Bd. 15 (1932) 787-824
- 4) 一戸時雄, 科學, Vol. 20 (1950) No. 7, 325-326



# 地球中間層の不連続性について

京都大學地球物理 西 武 照 雄

(昭和 25 年 11. 月 29 日受理)

## On the Discontinuities of the Earth Mantle

Teruo NISHITAKE

Geophysical Institute, Kyoto University

According to the quantum theory of solid, the ratio of bulk modulus of a crystal to its rigidity is approximately proportional to density. By computing the ratio from the observed velocity values in the earth's mantle, several discontinuities can be found.

If the density does not decrease in the mantle according to depth, the decrease of the ratio cannot be explained without assuming some change in composition or successive occurrences of polymorphic transitions. The ratio decreases from 500 km to 800 km in depth. It seems reasonable to assume that the layer from 500 km to 800 km is a transitional one from the viewpoint of crystal theory. No other discontinuous decrease of the ratio can be seen except this layer. There are two discontinuities at 1,000 km and 1,800 km. It seems probable that the mantle has one transitional layer and two transitional points and so five layers in all. These layers are

- a) 33 km- 500 km
- b) 500 km- 800 km
- c) 800 km-1000 km
- d) 1000 km-1800 km
- e) 1800 km-2800 km

**緒言** 地球内部の地震波速度分布を見ても分る如く、内部は各種の層に別れていて、その層を境に何等かの變化が存在していることは想像される。然し乍ら之が果して、物性の變化を意味するかどうかはまだ完全に吟味されていない様である。こゝでは地震波速度分布の實測値を基として物性論的立場から不連続性を調べてみることにする。

§ 1. 地震波速度分布は観測により與えられるが、之から弾性常数は密度に關する假定なくしては得られない。然し 2 つの弾性係数の比は密度に關する假定なしで次に示されるごとく實測値より直ちに得られる。

今地震波の縦波横波の速度を  $\alpha$ ,  $\beta$  とすれば

$$\alpha = \sqrt{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right)/\rho}, \quad \beta = \sqrt{\mu/\rho}$$

こゝで  $\rho$ ,  $k$ ,  $\mu$  は密度・體積弾性率・剛性率を示す。

$$\frac{k}{\rho} = \alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2, \quad \frac{\mu}{\rho} = \beta^2$$

$$\therefore k/\mu = (k/\rho)/(\mu/\rho) = \left( \alpha^2 - \frac{4}{3} \beta^2 \right) / \beta^2$$

従つて  $k/\mu$  の値が各々深さの函數として求められる。一般に  $k$  及び  $\mu$  の値を理論的に決定することは極めて困難であるが、次に簡単な假定の下に之を求めよう。

1) 地下 2900 軒まではすべて結晶格子配列をなす。

2)  $k, \mu$  に對する温度の影響は今とは考えないことにする。

§ 2. 今問題を見易くするために單原子格子を假定する。——多原子格子にも容易に擴張される。——

原子間隔  $r$  の時原子相互間のポテンシャルエネルギーを  $w(r)$  とすると一原子當りのポテンシャルエネルギー  $W$  は

$$W = \frac{1}{2} \sum_r w(r) \quad \text{で與えられる。}$$

$\sum$  はすべての原子間隔にわたるものである。

然るとき一様な壓縮の下では

$$k = v \frac{d^2 w}{dv^2} = v \sum \left( \frac{dr}{dv} \right)^2 \frac{d^2 w}{dr^2} + \frac{d^2 r}{dv^2} \frac{dw}{dr} \quad (1)$$

$v$  は原子當りの體積で、最近接原子間隔を  $r_0$  とすれば  $v = cr_0^3$  :  $c$  は格子構造による常數である。故に

$$k = \sum a \frac{1}{r_0} \frac{d^2 w}{dr^2} + a' \frac{1}{r_0^2} \frac{dw}{dr} \quad (2)$$

$a, a'$  は格子構造による常數である。次に捩りの歪を表はすパラメーターを  $\theta$  とすると

$$\mu = \frac{d^2 W}{d\theta^2} = \sum \left( \frac{dr}{d\theta} \right)^2 \frac{d^2 w}{dr^2} + \frac{d^2 r}{d\theta^2} \frac{dw}{dr} \quad (3)$$

簡單の爲立方格子を考えると各原子の座標は

$$\mathbf{r} = n_1 \mathbf{a}_1 + n_2 \mathbf{a}_2 + n_3 \mathbf{a}_3$$

$n_1, n_2, n_3$  は整數又は半整數で、 $\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, \mathbf{a}_3$  は單位細胞を形成するベクトルである。

$$r = |\mathbf{r}| = \sqrt{n_1^2 + n_2^2 + n_3^2} a$$

之が  $\theta$  だけ歪をうけたとすると

$$r = \sqrt{(n_1 + n_2 \theta)^2 + n_2^2 + n_3^2} a$$

上式を用いて  $\frac{dr}{d\theta} \frac{d^2 r}{d\theta^2}$  を求め (3) に代入すると

$$\mu = \sum b r_0^2 \frac{d^2 w}{dr^2} + b' r_0 \frac{dw}{dr} \quad (4)$$

茲で  $b, b'$  は格子構造による常數である。



§ 3. 次に  $k/\mu$  の値を求めるために  $w(r)$  に適当な形を假定してみる

i)  $\frac{dw}{dr}=0$ : すべての原子間隔に對して

$\frac{d^2w}{dr^2} \neq 0$ : 最近接原子間隔のみに對して

ii)  $w=cr^{-n}$ :  $c, n$  は常數

iii)  $w=ce^{-\frac{r}{\rho_0}}$ :  $c, \rho_0$  は常數

i) は壓力が著しく大でないとき格子點が大體平衡の位置にあるとして成立している。

ii) iii) は交換反撥力をこの形にとり壓力が大なときは交換反撥力のみ  $k, \mu$  に影響すると假定したものである。

即ち地下浅い所では結晶構造, 又は成分に變化がないとすれば

i)  $k = a \frac{1}{r_0} \frac{d^2w}{dr^2} \quad \mu = b r_0^2 \frac{d^2w}{dr^2}$

$$k/\mu = \frac{a}{b} \frac{1}{r_0^3} \propto \rho$$

$k/\mu$  は密度に比例した量となる。

地下深い所ではポテンシャルの形が ii) のときには

ii)  $k = A r_0^{-n-3}, \mu = B r_0^{-n}$ :  $A, B$  は常數. 従つてこの場合にも

$$k/\mu \propto \rho$$

iii) の場合  $k, \mu$  を正確に解くことは極めて面倒であるが, 簡単に  $w$  は最近接原子間にのみ作用する近接力として取扱うと,

$$k = a \left( \frac{1}{\rho_0} \right)^2 \frac{1}{r_0} e^{-\frac{r_0}{\rho_0}} - a' \left( \frac{1}{\rho_0} \right) \left( \frac{1}{r_0} \right)^2 e^{-\frac{r_0}{\rho_0}}$$

$$\mu = b \left( \frac{1}{\rho_0} \right)^2 r_0^2 e^{-\frac{r_0}{\rho_0}} - b' r_0 e^{-\frac{r_0}{\rho_0}}$$

$$k/\mu = \frac{a}{b} \frac{1}{r_0^2} \left\{ \frac{\frac{1}{\rho_0} - \frac{a'}{a} \frac{1}{\rho_0 r_0}}{\left( \frac{1}{\rho_0} \right)^2 r_0 - \frac{b'}{b} \frac{1}{\rho_0}} \right\}$$

$\rho_0 \ll r_0$  と假定すれば

$$k/\mu \cong \frac{a}{b} \frac{1}{r_0^3} \left( 1 + \left( \frac{b'}{b} - \frac{a'}{a} \right) \frac{\rho_0}{r_0} \right)$$

面心立方格子のときは

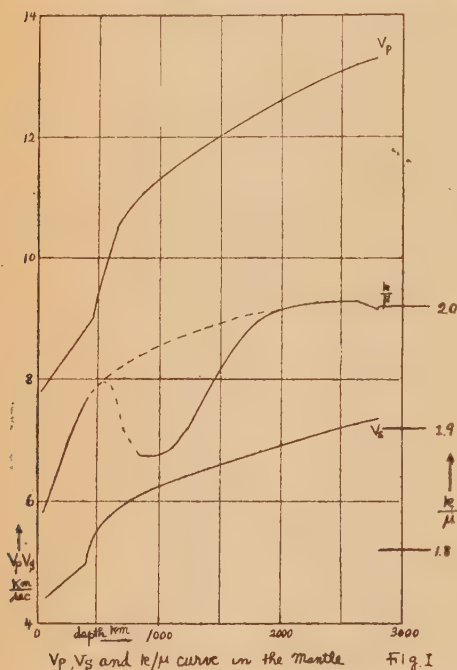
$$k/\mu \propto \rho \left( 1 + c \rho^{\frac{1}{3}} \right) \quad c > 0$$

體心立方格子のときは

$$k/\mu \propto \rho$$

即ちいづれの場合にも  $\rho$  の増加函数である。

§ 4. 以上の理論と實測値を比較してみる。實測値の曲線  $k/\mu$  (Fig. I) は多くの不連続點が



みられる。この速度分布は Jeffreys<sup>1)</sup>から採つたのであるが、500 軒~1800 軒に至る谷が存在する。前章の示すごとく  $k/\mu$  は密度と共に増加するから、この谷は何等かの結晶構造又は、元素の變化に起因すると考えざるを得ない。減少する點は

A) 500 軒~800 軒

B). 2600 軒~2800 軒

までの二箇所であるが、A では 300 軒までの間減少を続けている。之は 500 軒の點で急激な變化があつて、この状態が 800 軒まで續いてゐるのではなくて、漸進的な變化を意味する。若し物質が 500~800 軒までの間變つていないとすれば、之は多形轉移 (polymorphic transition) の連続的に起つてゐる物質によつて占

められていねばならない。勿論この連続とは地震波の波長の尺度と觀測の精疎にもよるが、かゝる物質は 10 萬氣壓の壓の變化の間で少くとも數回多形轉移をしていることになる。従つてこの間では構成元素にも多少變化があることの方が確からしいようにも思はれる。がこゝで結論するためには實測値があまりにも不正確である。

次に B) であるが、之は觀測の誤差内にある減少か溫度によるものかも知れない故不正確を免れないので結論を避ける。

次に増加部分を考えると、この増加は 4 つの層に分けて考えられる。

(1) 33 軒~ 500 軒

(2) 800 軒~1000 軒

(3) 1000 軒~1800 軒

(4) 1800 軒~2600 軒

こゝに興味あることは (1) と (3), (2) と (4) の平行性である。若し想像が許されるとすれば、(1) と (3) の物性の變化は同一の原因 (例えば壓力) により、(2) と (4) は他の原



因 (例えば温度) によとも見られる。然し何れにせよ熱力學的に考えてもパラメーターを1つに限ることは危険であろう。以上から判るように地震波速度分布そのものゝ外に上の様に弾性係数の比を採れば、その不連続性が更に一層はつきりする。この結果から中間層の不連続層を考えれば Fig. I の a, b, c, d, e の5層に分けられる。

## 文 献

- 1) H. Jeffreys, M. N. R. A. S., Geophys. Suppl. 4, 498 (1939)

# 地下放射能の測定 (第1報)

貞 廣 太 郎

(昭和 25 年 11 月 29 日受理)

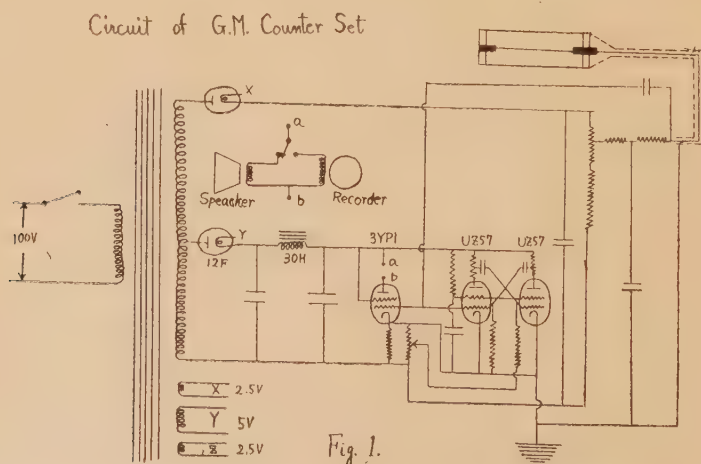
## Measurements of Underground Radioactivity (first report).

Taro SADAHIRO

Radioactivities were measured by a G.M. counter at various depths in the Ikuno Copper Mine. Local anomalies and prevalences of penetrating  $\gamma$ -rays were studied.

1. 從來宇宙線の吸収、石油井戸内の $\gamma$ 線強度の測定、或は最近では放射能探鑛の方面で土地又は地下の放射能の測定が行われている。筆者は地震活動或は一般に地殻變動にともなつて、果して地殻の放射能に局所的に消長があるかどうかと言う問題を採りあげ、その観測を種々の方向から試み度いと思つている。その準備として、地下の放射線の強度の見當をつけるため、今回は兵庫縣の生野鑛山の坑内で計數管による測定を試みたので、その結果につき報告する。

2. 測定器は科學研究所の猪木正文氏の製作によるもので、 $\gamma$ 線用の G-M 計數管でその構造は第1圖の如くである。計數管の直徑は 18 mm 長さは 106 mm 壁は 0.8 mm の厚さで銅で出来ている。中心線は 0.1 mm 直徑のタングステン線で、内部のガスはアルゴン 12 mmHg, エチルアルコール 3 mmHg で、絶縁體として富士化成のベニィガラスが使つてある。



3. 生野鑛山は兵庫縣朝來郡生野町にあり、その鑛區は大體石英粗面岩、玄武岩、及びそれらの凝灰岩よりなり、主として黃銅鑛を產出している。



測點は第二鑛區の坑道内の第2圖の如きA B C D E F G Hの8點で、夫々の地表からの深度は圖中の數字の如き關係にあり、最深の H は 790 m の深度を有す。測定は各箇所とも本年8月上旬と下旬の二回に夫々同一地點を繰返し測定したもので、各地點に於いては夫々次ぎの三通りの測定を各種 20 分に互つて計數し、その測定の前後はピッチブレンダーによつて器械の感度を檢定している。

三種の測定とは、第3圖の如くで、計數管を坑道にそつて、上下左右の岩面より約 1 m の距離に置いた。

第1種とは計數管を 5 cm 角、12 cm 長、1.5 mm 厚の眞鍮角筒の中央に置いてあり、 $F'$  と記載する。

第2種の場合は  $F'$  の周圍を 5 cm 角 10 cm 長の鉛ブロックで一重圍んでしまつた場合で  $L_1$  と記す。

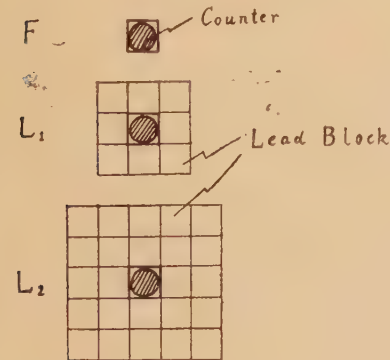


Fig. 3

Shielding of the Counter by the Lead Blocks.

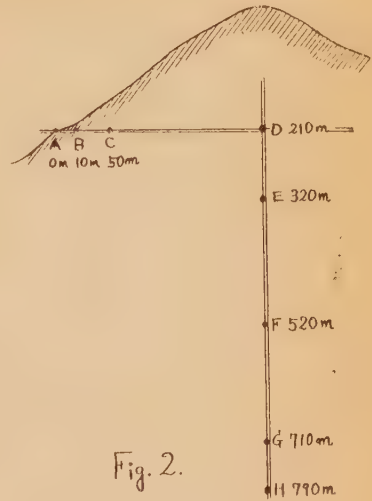


Fig. 2.

Positions and Depths of the Observed Points.

第3種の場合は  $L_1$  に更に同様な鉛で一重圍んで結局 10 cm の鉛で周圍を圍んであり  $L_2$  と記す。

以上の要領で測定した結果を1分間の平均計數に直

Table. 1

	深度 m	$F'$	$L_1$	$L_2$
A	0	37	23	—
B	10	46	21	11
C	50	40	18	10
D	210	30	11	6
E	320	26	12	—
F	520	27	11	7
G	710	30	15	17
H	790	37	15	8

して表にすると第1表のようになる。此等の結果を説明する前に、使用した計數管、測定器の性能、計數管に入る放射線の揺動の問題、或は周圍物質の影響の度合等につき實驗室にて詳しく調べた結果を以下に記載する。

#### 4. 京大地球物理学教室の實驗室内とその戶外とに於いて種々試験した所

a. 揺動については2時間毎6回に於ける 30 分間位の平均をとれば、揺動は約 8 % で、生野に於ける前後2回の測定を比較しても、その間 10 日を隔てて揺動は 7 % 程度となつてゐる事と略一致しているので、測定の精度は大體満足すべきものである。

b. 煉瓦造二階建の一階實驗室の木机の上に計數管を置いて周圍からの  $\gamma$  線の吸収され方を調べた結果、各種の物體について十分間の總計を1分間の計數になほした値として第2表

Table. 2

各種物體による放射線の吸収度			
	厚み	吸収面(方向)	吸 收 度
真 鍮 板	1.5mm	4 (上下左右)	6
鑄鐵容器	12mm	5 (前後左右下)	8
鉛ブロック	50mm	1 (下)	5
	100mm	2 (右左)	10
		1 (上)	7

を得た。真鍮板及び鉛ブロックは前記のものを使用し、鑄鐵容器は直径 24 cm 高さ 12 cm 厚 12 mm の底つきのもので、吸収面は 5 面である。鉛の場合は 5 cm の時も 10 cm の時も結果は同じであつた。次ぎに 30 分

間毎の計数を  $FL_1L_2$  の方式で計測した結果を 1 分間のものになほすと

$$F=41 \quad L_1=25 \quad L_2=25$$

を得た。戸外に於いて建物其の他の影響の全くないと考えられる場所で同様計測した結果は

$$F=31 \quad L_1=14 \quad L_2=14 \quad \text{であつた。}$$

5. 生野鑛山坑内の測定結果を實驗室にての諸測定を参照して考えると

(1) 1937 年のウィルソンによるミシガン洲のモホークの銅山で深さ 1100 m 以上までの宇宙線の測定を参照すると、生野に於いて D 以下には我々の測定に影響が與えられる程の宇宙線はやつて來ないと思はれる。そこで D 以下のみを先ず調べると、その中で特に G に於ける測定が極めて特異で、他の場所の 2 倍以上になつている。

(2) 此の G に於いては測定箇所を 10 m 位前後に移動させてもその値は變化しなかつた。そこで測點の各々の近傍にあつた岩石を採取したものを粉狀にして、14 mm の直径 67 mm 長の硝子管に一杯つめて、 $\gamma$  線計數管を使用して、 $\gamma$  線の計數を比較した所その各々の間に顯著な變化は認められなかつた。そこで 9 月 2 日に京大理學部物理學研究室の清水助教授に御願ひして  $\beta$  線計數を調べて戴いた。その  $\beta$  カウンターは物理學研究室の製作になるもので、試料は直径 25 mm 高さ 20 mm の硝子皿に入れて、それをマイカウインドーの下 5 mm 位のところに置く、マイカは厚み 3 mg/cm<sup>2</sup>

Table. 3

	5 min	1 min
A	223 (10 min)	22.3
D	233 (10 min)	23.3
E	117	23.4
F	121	24.2
G	171	34.2
H	125	25.0
自然數		22.6
G	175	35.0
Granite	425	25.0
土	129	25.8
自然數	93 (4 min)	23.3

(約 10  $\mu$ ) が使用してあつた。それによると G に於けるものは他にくらべて、極めて大きいことが判明した。第 3 表はその結果である。其の翌日又 G のものに研究室前の花崗岩、土をも同時に調べて見たので一所に記載する。そこで特別の個所として G 點を除いて他のものの平均を取ると

(3) 全部が周囲の岩石の直接或は空氣を通じての影響と考えられる値

$$F=31 \quad L_1=12 \quad L_2=7$$

を得た。此を實驗室での測定の

$$F=41 \quad L_1=25 \quad L_2=25$$

と比較すると、先ず氣のつくことは、 $\gamma$  線強度に大きな違いがあることである。即ち實驗室に於いては、 $L_1$  と  $L_2$  の値が同じく、大部分の  $\gamma$  線は鉛ブロック 5 cm までに吸収せられて、少くとも 5 cm のものを通過したものは 10 cm のものをも透過出来るようなもの（宇宙線等）のみであるが、坑内に於いては、10 cm の鉛ブロックを通過するもの（ $L_2$ ）があるとしても、10 cm の鉛ブロックは通過出来ないが、5 cm の鉛ブロックは通過出来る強い  $\gamma$  線の多くの存在が判明する。次ぎに、 $L_2=7$  であるが、勿論 G に於ける  $L_2$  の異常を認めるから 10 cm の鉛ブロックを通過する  $\gamma$  線があることは認められるが、かくも多くその様なものがあるとは考えられない。それについては、器械及び鉛の放射能物質による汚染、漏電によるもの、或ひは空氣中の Rn によるもの等が考えられるが、Rn は極少量しか存在せず、漏電の場合は識別可能で、その様なものは存在しなかつた。そこで、主になる汚染の場合は分離が不可能となるのでその量は不明である。最近地下 1 km 以上の深度で中間子のバーストを観測していると言う報告を聞くので、硬成分の宇宙線が相當深所にもやつてくるのではないかと考えられ、そうであれば上の結果の解釋も違つてくる。此の點に關しては遮蔽の鉛を更に増加して 20 cm 以上にしたり其の他種々の試みをやつて見たいと思つている。Rn の量に關して、實驗室で  $L_1$  の状態で排氣して測定した結果は 1 氣壓から 40 mmHg まで下げると一分間の計數が略 2 位減少するらしいことが判明したが、此の値も器械の精度、計數の揺動等より見れば餘り信用が出来ないものである。

(4) D 以淺の ABC について見ると、一見宇宙線の影響が出ている様に見えるが、しかし、機械の精度、計數の揺動等により前の場合と同じく、此れをその影響と連斷することは出来ない。勿論宇宙線の影響はある筈であるが、局所異常と重つて此のまゝでは識別困難で、それについては後の測定にまつ。今鉛の吸収度をあらわす  $L_1/F$ ,  $L_2/F$  を求めて、第 4 表に掲ぐ。A 以外は F は可成異つても、夫等はよく揃つている。

Table. 4

	$L_1/F$	$L_2/F$
A	0.62	/
B	0.46	0.24
C	0.45	0.25
D	0.37	0.20
E	0.46	/
F	0.41	0.26
G	0.50	0.28
H	0.41	0.22

6. 今回の測定によつて、坑内の同じ岩質と見なされる所に於いても放射線強度のかなりの局所異常が存在する事が判り、又見掛上 10 cm 厚の鉛を透る放射線が計數されたが、此の問題につき更に詳しい測定を行ひたいと思つている。

終りに、絶えず御指導を下さつた京大地球物理學教室西村英一博士、種々御助言を戴いた京大地球物理學教室初田甚一郎博士、測定につき御助言、御助力を戴いた物理學教室清水榮博士、又測定器について御援助下さつた科學研究所の宮崎友喜雄、猪木正文兩博士に深甚の謝意を表する。尙測定に助力下さつた京大地球物理學科學生の藤原俊明・加藤進・關岡満・神月彰の諸氏、並びに御便宜を戴いた生野鑛業所の各位に厚く御禮を述べる。



# 電磁地震計の電圧感度の簡単な測定法

東大地球物理學教室 田 治 米 鏡 二

(昭和 26 年 2 月 19 日受理)

## A Simple Method for measuring the voltage-sensitivity of an Electro-magnetic Transducer.

Kyoji TAJIME

Geophysical Institute, Tokyo University

The natural period and voltage-sensitivity of a portable electro-magnetic transducer will change from time to time. In order to be able to discuss amplitudes on the record, it is desirable to check these constants immediately on the spot after the transducer is used in the field. For this purpose, we have devised a simple method and made several experiments. The results show that the voltage-sensitivity can be determined with an error of a few percent.

§ 1. 電磁地震計及び電磁オッシログラフの運動は次式で表される。

$$K \frac{d^2 \theta}{dt^2} + D \frac{d \theta}{dt} + U \theta = -MH \frac{d^2 x}{dt^2} - GI \quad (1)$$

$$E = G \frac{d \theta}{dt} \quad (2)$$

$$k \frac{d^2 \varphi}{dt^2} + d \frac{d \varphi}{dt} + u \varphi = g i \quad (3)$$

(1) は動線輪型の式であるが變磁束型も全く同じである。但し  $G$  の表現は違つたものを用いる事があり、 $U$  にもう 1 つの項が加わる。

大文字は地震計の定数を表わし、小文字はオッシログラフの定数を表している。

$K, k$ : Moment of inertia

$D, d$ : Damping coefficient by air

$U, u$ : Restitutive force

$G, g$ : Voltage-sensitivity multiplied by a length of the arm

$M$ : mass

$H$ : Length between a gravitational center and a center of rotation of the arm

(1) 式は次の様を書く事が出来る。

$$\frac{d^2 \theta}{dt^2} + \frac{1}{K} \left\{ D + G^2 \frac{1}{R+r} \right\} \frac{d \theta}{dt} + \frac{U}{K} \theta = - \frac{MH}{K} \frac{d^2 x}{dt^2} \quad (4)$$

但し電流計振動子が地震計に及ぼす影響は設計の時既に省略出来る様にして製作してある

ものとする。

$R, r$ : Resistance of the coil

又振動子の自己振動週期は測定すべき振動に比べて小さいから (3) は

$$u\varphi = gi = \frac{Gg}{R+r} \frac{d\theta}{dt} \quad (5)$$

この場合振動子の減衰が弱いと振動子の自己振動の項が加わる。

今地震計の coil に或る變位を與えた後地震計を自己振動させれば (4) 式の右邊を 0 とおき  $t=0$ ;  $\theta=\theta_0$ ,  $\dot{\theta}=0$  の條件で解いて次式を得る。

$$\dot{\theta} = -\frac{\theta_0}{\gamma} n^2 e^{-\epsilon t} \sin \gamma t. \quad (6)$$

$$\text{where } 2\epsilon = \frac{1}{K} \left\{ D + \frac{G^2}{R+r} \right\}$$

$$n^2 = U/K, \quad \gamma = \sqrt{n^2 - \epsilon^2}$$

$$\therefore \varphi = \frac{g}{u} \frac{G}{R+r} \left( -\frac{\theta_0}{\gamma} n^2 e^{-\epsilon t} \right) \sin \gamma t$$

然るに

$$U\theta_0 = GI_0$$

$$\therefore \alpha' = l\varphi = -\left(\frac{lg}{u}\right) \frac{1}{K} \frac{1}{R+r} \cdot \frac{1}{\gamma} I_0 G^2 e^{-\epsilon t} \sin \gamma t,$$

$$\therefore \alpha_0' = \left(\frac{lg}{u}\right) \frac{1}{K} \frac{1}{R+r} \frac{1}{\gamma} I_0 G^2 \quad (7)$$

故に最初に地震計の coil に變位を與えるに要した電流  $I_0$  を知ればオッシログラフの振幅  $\alpha_0'$  を讀むことにより  $G$  を求める事が出来る。實際には Fig. 1 の如き測定法に従えばよい。但し此の場合は振動子の感度  $i_0/\alpha = u/lg$  を豫め知つていなければならぬ。

又地震計の減衰が強いと  $\alpha_0'$  を正確に讀み取ることが困難であるから抵抗  $r_1$  を入れて  $h = \epsilon/n \approx 0.1$  位よりも小さくしてをかねばならぬ。こうすれば (7) 式で  $\gamma$  の代りに  $n$  を用いることが出来る。但し  $r_1$  を入れた爲に電流計振動子の減衰が弱くなる場合 (横河 D 型振動子) には適當な shunt  $S$  を入れてやる必要がある。

以上の方法を I とする。

次に Fig. 2 の如き方法 II に依れば先づスイッチを閉ぢる事に依つて地震計の coil に初期變位を與えると共に電流計の感度を同時に知つてしまうことが出来る。次にスイッチを開

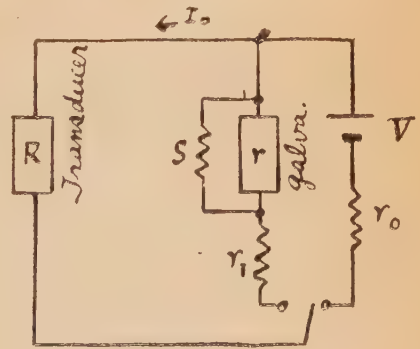


Fig. 1

けば I と同様にして (7) 式から  $G$  を求めることが出来る。但し  $r_1$  が  $R$  及び  $r$  に比べて著しく大きい時は (7) 式の  $R+r$  の代りに  $r_1$  を入れてやればよい。

$$\therefore G = \sqrt{(2\pi K)(R+r+r_1)} \left( \frac{u}{lg} \right) \frac{1}{T} \frac{1}{I_0} a_0'$$

$$I_0 = \frac{V}{R+r_0+r_0 \frac{R}{r_1}} = \frac{V}{r_0 \left( 1 + \frac{R}{r_1} \right)} = \frac{V}{r_0}$$

$$\frac{u}{lg} = \frac{i_0}{a_0}, \quad i_0 = \frac{V}{r_0 \frac{r_1}{R} \left( 1 + \frac{r}{S} \right)}$$

(8)

where  $r_0$  and  $r_1$  are enough larger than  $R$  and  $r$ .

§ 2. 例えば II の方法で地震計の自己振動をオシログラフで撮影すると, Fig. 3 の如き記録が得られる。地震計の減衰が弱い時は山と山を結んだ曲線は殆んど直線になる。故に  $t=0$  を最初の山から  $T/4$  前の時刻に取れば,  $a_0'$  を簡単に求める事が出来る。又 Fig. 3 に

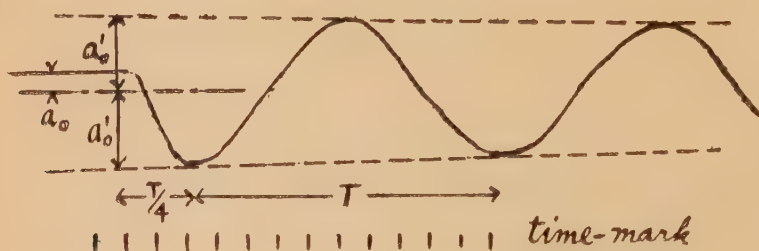


Fig. 3

示す如く, スキッチを閉じた場合, 電流計の感度は零線からのづれ  $a_0$  を読んで求める事が出来る。

次に I 及び II の方法でやつた実験の結果を表にすると Table. 1 の如くなつた。なほ此の実験は 2 日間に 3 人でやつたのであるが, 表に示した如く,  $a_0$  及び  $a_0'$  に就いて個人的の誤差は認められなかつた。

Table. 1 を見ると  $r_0$  を変えると,  $G$  の値が可なりばらついて來ている。8~12 の  $r_0$  はラジオ用可變抵抗を用いた事による抵抗値の不安定さが原因をなしているのではないと思う。なほ地震計の直線性を見る爲に  $a_0'$  と  $I_0$  とのグラフを描いたのが第 4 圖である。之を見ると各測定値は 1 直線に乗っているが, 此の直線は 0 點を通っていない。此の事は我々の測定法によつて少々具合の悪い事であるが, 可なり大きい振幅でも直線性を持つている事は

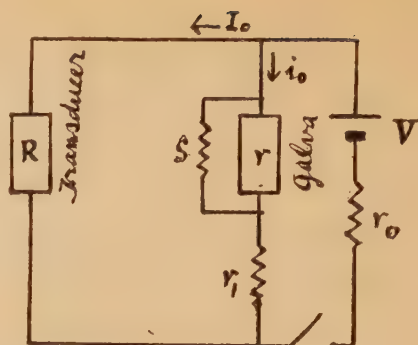


Fig. 2



Table. 1

	V	$r_0$	S	$i_0$	$a_0$	$i_0/a$	$I_0$	$a_0'$	$i_0/a_0$ $a_0'/I_0$	G
	Volt	k $\Omega$	$\Omega$	$10^{-8}$ amp	mm	$10^{-6}$	$10^{-8}$ amp	mm	$10^{-2}$	$10^7$ c.g.s.
1	1.52	115	$\infty$	1.31	$3.00 \pm 0.01$	4.37				
2	1.52	115	22.1	1.31	$1.96 \pm 0.02$	6.68				
3	1.55	1.00	$\infty$				1.55	$5.43 \pm 0.06$	1.50	$9.27 \pm 0.08$
4	1.55	1.00	22.1				1.55	$3.47 \pm 0.02$	1.50	$9.27 \pm 0.08$
5	1.55	1.00	22.1	(0.705)	$(1.06 \pm 0.02)$	(6.65)	1.52	$3.41 \pm 0.01$	1.50 (1.47)	$9.27 \pm 0.07$ (9.19 $\pm$ 0.10)
6	1.55	1.00	22.1				1.52	$3.41 \pm 0.04$	1.50	$9.27 \pm 0.10$
7	1.55	1.00	22.1				1.49	$3.33 \pm 0.03$	1.50	
8		5.97	22.1				0.262	$0.85 \pm 0.00$		
9		4.11	22.1				0.375	$1.00 \pm 0.00$		
10		2.23	22.1				0.690	$1.56 \pm 0.06$	1.51	9.28
11		0.485	22.1	(1.42)	$(2.23 \pm 0.06)$	(6.39)	3.08	$6.20 \pm 0.04$	1.35 (1.29)	8.80
12		0.282	22.1	(2.35)	$(3.33 \pm 0.00)$	(7.10)	5.15	$10.3 \pm 0.0$	1.34 (1.42)	8.78

Remark :

$R=18.9 \Omega$ ,  $r=14.5 \Omega$ ,  $r_1=4.10 \text{ k}\Omega$ ,  $T=0.10 \text{ sec.}$

1, 2 : Measurement on the sensitivity of the vibrator

3, 4 : They were done by the method I (Fig. 1).

5~12: They were done by the method II (Fig. 2).

6 : An unit cell was connected in the opposit direction.

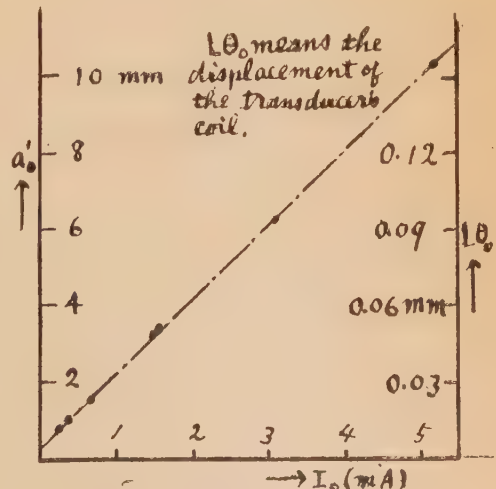
7 : Measurements of two transducers were done simultaneously by the same unit cell.

分る。

§3. 次に (4) 式を見直すと、第2項、即ち地震計の減衰定数  $2\varepsilon$  が分れば、之から  $G$  を求め得る事が分る。然るにオッシログラフの記録から  $2\varepsilon$  を求める事は比較的容易であるから、殊に  $D$  が小さい時には  $G$  が簡単に求まる筈である。

(4) 式の抵抗に更に直列抵抗  $r_1$  を加えた場合、 $r_1=10 \text{ k}\Omega$  にして測定すると、 $\varepsilon=0.000$  となつた。

故に I, II の実験に用いた地震計では  $D$  は零と考えてもいい事が分つた。故に



$$h = \frac{\varepsilon}{n} = \frac{T_n}{2\pi} \cdot \frac{1}{2K} \cdot \frac{G^2}{R+r+r_1}.$$

$$\therefore G = \sqrt{\frac{4\pi K}{T_n} (R+r+r_1) \cdot h} \quad (8)$$

此の方法 (III) に依る測定結果は Table 2 の通りである。地震計の coil を揺らせる操

Table. 2

	$R+r+r_1$ $\Omega$	$v$ 1	$h$ 1	$h(R+r+r_1)$ $10^{10}$	$G$ $10^7$
1	4127	$1.026 \pm 0.002$	0.0078	3.22	$9.42 \pm 0.00$
2	1200	$1.09 \pm 0.00$	0.027	3.24	$9.44 \pm 0.00$
3	532	$1.21 \pm 0.01$	0.061	3.24	$9.44 \pm 0.04$
4	360	$1.32 \pm 0.01$	0.089	3.20	$9.41 \pm 0.04$

$v$  is a ratio of neighbouring amplitudes.

$T_n = 0.01$  sec.

作は Fig. 2 の配線

に依つた。手で動か

すのは危険であるし

此の方法に依れば、

galva の感度を同一

記録紙上に寫してを

く事が出来る便利が

ある。III に依つて求めた  $G$  の値は、I, II で求めた場合と大體一致しているが、III の方が精度が良い様である。然も操作は一番簡単である。

§ 4. 地震計に空氣減衰器その他が取り付けられてあつて、この儘の状態で  $G$  を出さねばならぬ時は、もう少し考える餘地がある。然し元の儘の状態で  $h \approx 0.6$  位迄なら、III と同様の測定法を用い、更に少々の考察を加えて、 $G$  を求める事は可能であると思う。

又増幅器を用う場合にも、野外で地震計、増幅器、電流計を加へ合せたものの倍率を簡単に求める事が出来るのではないかと思つている。

然し此等の事は未だ實驗をしていないのでどの程度の精度が得られるかが分らない。實驗をした後、次の機會に報告するつもりである。今回の實驗に際しては、後期學生 島悦三、田望の兩氏に測定を繰り返して貰つて、多くの資料を得た。

以上の如くにして  $G$  が分れば地震計の倍率は次の式から求める事が出来る。

$$\frac{\alpha'}{x_m} = \frac{1}{\left(\frac{gl}{u}\right)} \cdot \frac{G}{R+r+r_1} \left(\frac{H}{h^2}\right)^p \sqrt{\frac{1}{(u^2-1)^2 + 4h^2u^2}}$$

$$\frac{1}{\left(\frac{gl}{u}\right)} : \text{a sensitivity of the galvanometer} \left(\frac{\text{amp}}{\text{mm}}\right)$$

$(R+r+r_1)$  : a resistance in series

$h$  : a radius of the moment of inertia of the transducer

$p$  : an angular velocity of an external force

$x_m$  : an external displacement

# 動力學的基礎地盤調査法とその實施例

日本物理探鑛株式會社  
地質工學研究所

渡 邊

健

(昭和 26 年 2 月 19 日受理)

## Dynamical Studies of the Surface Structure of the Ground

Takeshi WATANABE

Geotechnical Laboratory

Nippon Geophysical Prospecting Co. Ltd.

The fundamental principle of the dynamical method consists in the application of vibrations generated by an oscillator set up on the ground surface. The oscillator, designed by the writer, consists of three steel-plate wheels, each 20 cm in diameter, to which are bolted lead plated in order to produce an unbalance force. The sinusoidal elastic waves are generated in the ground. The amplitudes and phase differences at various points in the field under investigation are measured with sensitive electro-magnetic seismographs. Investigating the dynamical amplitude-distance and time-distance curves, the writer determined dynamical qualities-i.e., phase velocity, natural frequency and bedding value of the soil. Method of measurements and analysis of the field data are explained in detail with respect to the actual examples carried out near the Tokyo Station in Aug. 1950.

### 1. 序 言

動力學的基礎地盤調査法とは起震機を用いて地中に正弦的な振動力を與え、これによつて地盤に生ずる弾性波の振幅・位相傳播速度・波の干涉等を利用して地質状態・地盤の弾性的性質を調査する方法である。この調査法はドイツでは 1932 年頃から Degebo で研究されていたが日本では未だまとまつた研究報告もないし、實施した例も聞かない。本社研究所では昨春來これを研究し實用に供し得る見込がついたので今夏これを實施した。ここに調査法の概要とその實施例を述べる。

### 2. 調査法概要

振動源として用うる起震機は平行な二軸の廻りに互に逆方向に回轉する 2 個の圓盤に取りつけられた偏心質量による遠心力を利用して振動力を地盤に與へる。この場合に生ずる弾性波は表面波の性質を持つものと考へられる。感振器を測線上に種々の距離に配置してこれ等の地盤振動波形を記録する。

一様な地盤の場合には位相走時曲線は直線となり、振幅曲線は距離に對して次式によつて表わされる曲線となる。

$$a = \frac{A}{\sqrt{S}} e^{-KS} \quad (1)$$



但し  $a$ …振幅,  $A$ …常数,  $S$ …距離,  $K$ …減衰係数・

表面層のある場合には第1圖の如く速度  $v_1$  の上層を通つた波と速度  $v_2$  の下層を通つた波

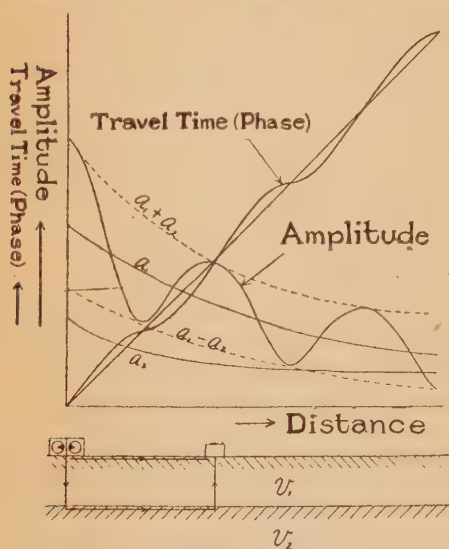


Fig. 1

とが重なるので測定されるものは合成波の位相走時と振幅とである。今上層及び下層を通つた波を夫々

$$u_1 = a_1 \sin \omega(t - \varphi_1) \quad (2)$$

$$u_2 = a_2 \sin \omega(t - \varphi_2)$$

とする。  $a_1, a_2, \varphi_1, \varphi_2$  は夫々振幅及び位相である。又之等の合成波を

$$u = a \sin \omega(t - \varphi) \quad (3)$$

とすれば、合成波の振幅  $a$  と位相  $\varphi$  とは次の如くなる。

$$a^2 = a_1^2 + a_2^2 + 2a_1a_2 \cos \omega(\varphi_1 - \varphi_2) \quad (4)$$

$$\omega\varphi = \tan^{-1} \frac{a_1 \sin \omega\varphi_1 + a_2 \sin \omega\varphi_2}{a_1 \cos \omega\varphi_1 + a_2 \cos \omega\varphi_2} \quad (5)$$

$$\varphi_1 = \varphi_0 + \frac{S}{v_1}, \quad \varphi_2 = \varphi_0 + \frac{2Z}{v_1} + \frac{S}{v_2}$$

ここに  $\varphi_0$  は起震點に於ける位相,  $S$  は起震點よりの距離である。(4) 式で表わされる合成波の振幅は第1圖の如く距離に對して波狀變化をなす。又,

$$\varphi_1 - \varphi_2 = S \left( \frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right) - \frac{2Z}{v_1} \quad (6)$$

であるから起震機の回轉數が  $n$  の場合に第1圖の振幅曲線に於て相隣る極大の間隔を  $\Delta_n S$  とすれば

$$\Delta_n S = \frac{+1}{n \left( \frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right)} \quad (7)$$

となる。又この曲線の極大を結んだ曲線は二つの層の波動の振幅の和を表わし、極小を結んだ曲線は差を表わしている故兩層の振幅の減衰曲線を求めることが出来る。

位相速度  $v$  は

$$v = \frac{1}{\frac{d\varphi}{dS}}$$

である。 $\zeta = a_1/a_2$  とおけば、(5) より、

$$v = \frac{\zeta^2 + 2\zeta \cos \omega(\varphi_1 - \varphi_2) + 1}{\frac{\zeta^2}{v_1} + \frac{1}{v_2} + \zeta \left( \frac{1}{v_1} + \frac{1}{v_2} \right) \cos \omega(\varphi_1 - \varphi_2)} \quad (8)$$

となり  $v$  は一定でなく  $S$  の函数である。一般の場合には第1圖の如く振幅大なる層の速度を表わす直線の周りに波狀變化をなし、その波長  $\Delta_n S$  は振幅曲線のそれと同じである。

振幅曲線と位相走時曲線との關係は (8) を吟味すれば判る。その結果を一括表示すれば第1表の如くなる。

Table. 1

$\left. \begin{array}{l} v_1 > v_2 \\ a_1 > a_2 \end{array} \right\}$ 又は $\left. \begin{array}{l} v_1 < v_2 \\ a_1 < a_2 \end{array} \right\}$ なる時	振幅曲線の極大のとき位相速度は極小となり、振幅曲線の極小では位相速度は極大となる
$\left. \begin{array}{l} v_1 < v_2 \\ a_1 > a_2 \end{array} \right\}$ 又は $\left. \begin{array}{l} v_1 > v_2 \\ a_1 < a_2 \end{array} \right\}$ なる時	振幅曲線の極大のとき位相速度は極大となり、振幅曲線の極小では位相速度は極小となる

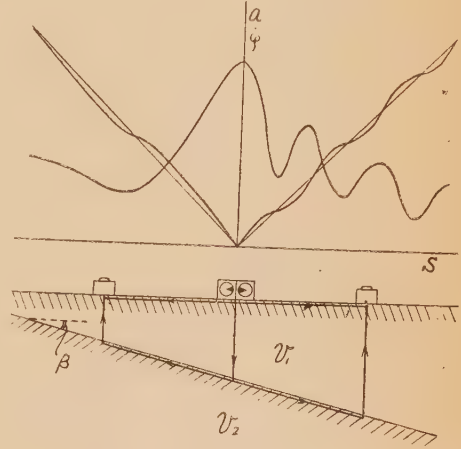


Fig. 2

傾斜層の場合には、第2圖のやうに下層の勾配を  $\beta$ 、起震點直下の深さを  $Z_0$ 、観測點の深さを  $Z_s$  とすれば、下層を通つた波動の走時は

$$t_2 = \frac{Z_0 + Z_s}{v_1} + \frac{S}{v_2 \cos \beta}$$

$$= \frac{2Z_0}{v_1} + \frac{v_1 - v_2 \sin \beta}{v_1 v_2 \cos \beta} \cdot S \quad (9)$$

となり、 $a_2 > a_1$  の部分では見掛けの速度  $\frac{v_1 v_2 \cos \beta}{v_1 - v_2 \sin \beta}$  が現われる。又振幅曲線の極大間の間隔  $\Delta_n S$  は回轉數  $n$  の場合に  $\frac{1}{n} \left\{ \frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \frac{v_1 - v_2 \sin \beta}{v_1 \cos \beta} \right\}$  となる。

以上の諸式によつて各層の速度を求めることが出来る。表面層の厚さは振幅の極大點を與へる距離  $S$  と  $r$  とが定まれば次式によつて計算される。

$$\frac{S}{v_1} - \left( \frac{S}{v_1} + \frac{2Z}{v_1} \right) = \frac{r}{n} \quad (10)$$

但し  $r$  はこの地點で上下兩層を通つた波の走時の差が週期の何倍に相當するかを表わす整数である。 $r$  は起震機の高轉數を  $n_1, n_2, n_3$  の如く少しづつ變えて測定した場合の振幅曲線の極大點の移動によつて決定することが出来る。第3圖の如く回轉數を變えても極大點の移動しない處が  $r=0$  でその他の點では極大點は多少ずれる。又  $\Delta_n S$  は與えた週期  $T$  に比例するから、第3圖下の如く距離軸 ( $S$ ) に直角に  $T$  の座標をとり、 $T_1 (=1/n_1)$ 、 $T_2 (=1/n_2)$ 、 $T_3 (=1/n_3)$ 、の處で距離軸に平行線を引き、その上に夫々の場合の極大の位置を記入すれば

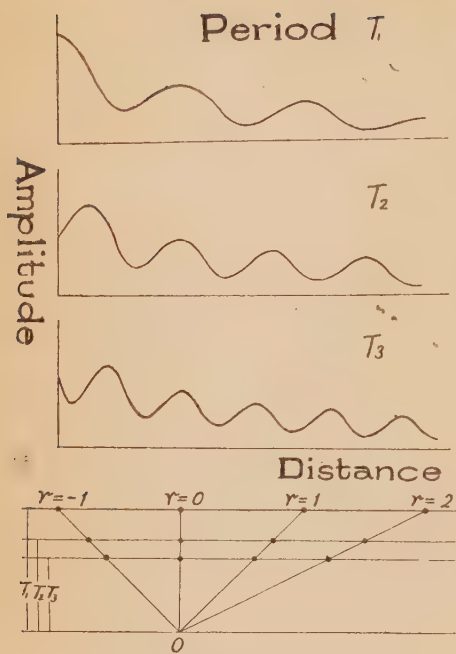


Fig. 3

る。

層の厚さが一様でない場合には、 $Z_0$ 、 $Z_s$ を夫々起震點直下及び  $S$  點での層の厚さ、 $T$ を起震機の週期とすれば、

$$Z_0 + Z_s = v_1 \left\{ S \left( \frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right) - rT \right\} \quad (13)$$

となり、 $Z_0$ を適當な方法で例えば起震點に最も近い點の  $Z_s$  と等しい等の方法で定めれば全斷面が定る。

### 3. 實 施 例

#### (1) 測 定

日時 昭和 25 年 8 月

場所 東京驛八重洲口

使用した起震機の概略の構造は第4圖の如くである。偏心質量は 50 g~240 g の間に變更られ、圓盤は 1/2 馬力 200 V 3 相交流のモーターにより回轉し、毎分 800~3000 回轉に調

同一の  $r$  ものは一直線上に載り、且之等の直線群は總べて原點を通る筈である。斯様にして原點及び各點の  $r$  が定る。

多くの層のある場合も層數を  $K$  とすれば振幅曲線、位相走時曲線は

$$a^2 = \left\{ \sum a_K \sin \omega(t - \varphi_K) \right\}^2 + \left\{ \sum a_K \cos \omega(t - \varphi_K) \right\}^2 \quad (11)$$

$$\omega \varphi = \tan^{-1} \frac{\sum a_K \sin(t - \varphi_K)}{\sum a_K \cos(t - \varphi_K)} \quad (12)$$

$$\varphi_K = \varphi_0 + \sum \frac{2Z_{K-1}}{v_{K-1}} + \frac{S}{v_K}$$

となり、理論的には二層の場合と同様に解き得

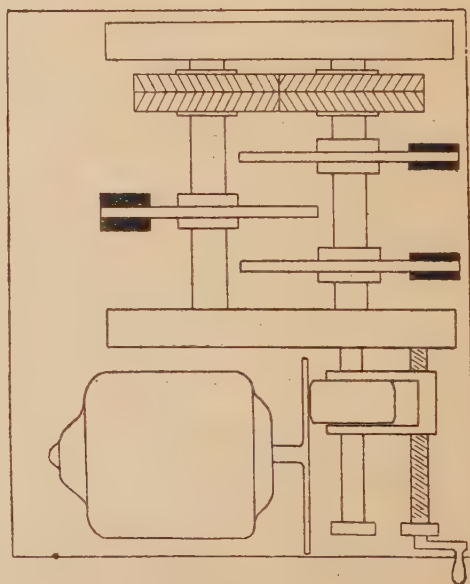
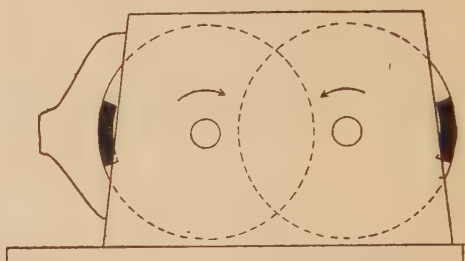


Fig. 4



節され、最大起震力は 800 kg である。

感震器は變磁束型微動計を用い、横川製六成分オッシログラフにて記録した。感震器は始め起電機より 10 m の地點に全部置いて感度及び位相差を各回転數について比較し、次いで 1 個のみは 10 m に基準として固定し、他の 5 個は 1 m 間隔に並べて測定し、11 m より 50 m まで測定した。偏心質量は 200 g, 400 g の 2 種を用い、感震器の位置によつて使い分けた。回転數は 22.2 ; 27.8, 34.5 c/sec の 3 段に變えて測定を行つた。各點に於ける測定結果に初め 10 m で行つた感度及び位相差の比較の値を用いて補正を行つた。

測線は全部で 8 本であつたがその中の一測線の結果を示すと第 5~7 圖の如くである。

## (2) 解 析

振幅曲線は波長 3~4 m の短い波狀變化と、點線で示したような波長 15 m 程度の長い波狀變化とに分離出来る。これは地下に三層があつてその中の一つが振幅が特に大きい場合と考えられる。位相走時曲線に現われた速度は回転數によつて若干違つてゐるがその平均値は 134 m/sec. となる。解析法で述べた第 1 表の極大極小の關係及び

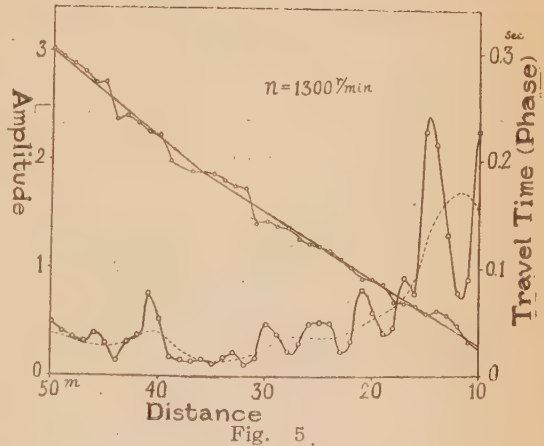


Fig. 5.

第 8 圖によつて求めた  $v$  の値を考慮すると、この速度は第 2 層の速度  $v_2$  に相當し、各層の速度の大きさは  $v_1 < v_2 < v_3$  の順であることがわかる。各波狀變化毎に

$$\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} = \pm \frac{1}{n \cdot \Delta n S}$$

に代入し各層の速度を求めると次のようになる。

$$v_1 = 55.5 \text{ m/sec,}$$

$$v_2 = 134 \text{ m/sec,}$$

$$v_3 = 186 \text{ m/sec.}$$

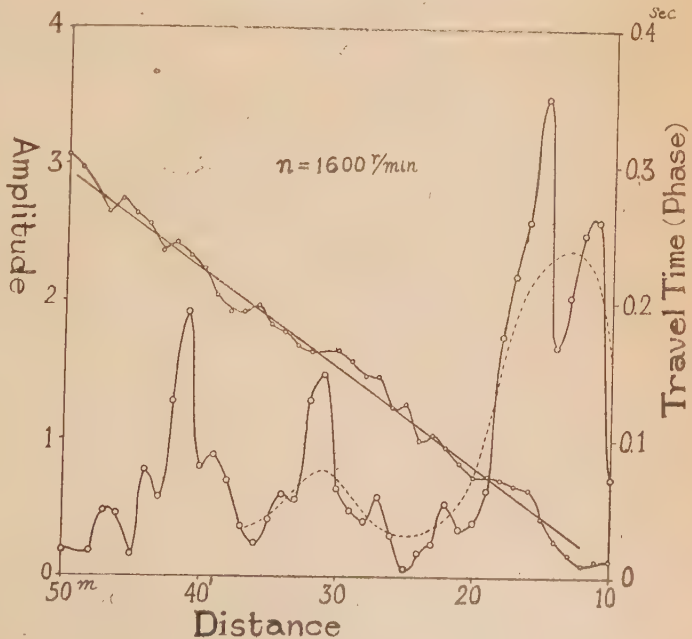


Fig. 6

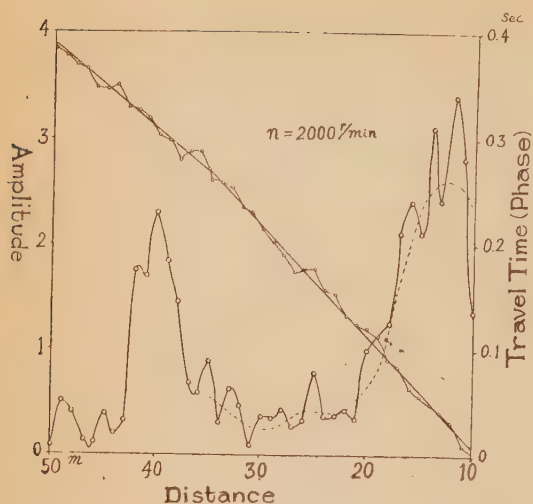


Fig. 7

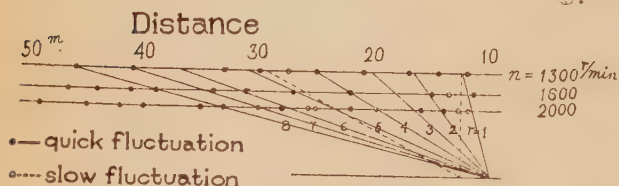


Fig. 8

ことが出来る。かくして求めた断面は第9圖中點線で示したものである。

#### 4. 結 語

本調査法の従來のものに比し優れた點を列記すれば次の如くである。

- (1) 上層の速度が速くても下部の地層狀態を調査し得る。従つて遅い挟み層の検出や鋪装した地表面の場所の調査に適している。
- (2) 測定される速度は表面波であつて横波に近いから土木工學的應用として地耐力の推定に關して精度がよい。
- (3) 利用する速度はあまり速くないので層のこまかい起伏の調査が可能である。
- (4) 本調査は火藥を使用しないので、都市に於ても人家の近くでも測定が出来、且地表面を損傷しない。

#### 文 獻

Veröff. d. Inst. Deutsch. Forschungsgesell. f. Bodenmech. Heft 4.  
Angenheister: "Böden-und Gebäudeschwingungen."

Aus den Berichtsheft. d. V.D.J. Schwingungstag. 1938.

井上宇胤: 地震探鑛法

層の平均の厚さは振幅曲線の極大點の距離  $S$  とそれに對應する  $r$  を用い

$$\frac{S}{v_1} - \left( \frac{S}{v_2} + \frac{2Z}{v_1} \right) = \frac{r}{n}$$

の式に代入し、最小自乗法によつて計算した。夫々の波狀變化に應じて第1層第2層の厚さを得る。即ち

第1層: 2.2 m, 第2層: 1.8 m

又層の厚さが一樣でないと考えると上で使つた個々の極大點の距離及び  $r$  を別々に次式に代入すると  $Z_0 + Z_S$  が得られる。

$$\frac{S}{v_1} - \left( \frac{S}{v_2} + \frac{Z_0 + Z_S}{v_1} \right) = \frac{r}{n}$$

$Z_0$  は最も近い  $Z_S$  と等しい等適當な假定を設けることにより各點での厚さを求めること

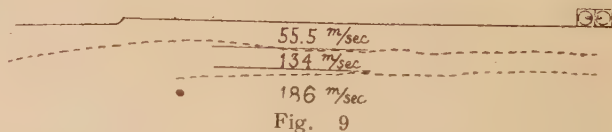


Fig. 9

# 石淵爆破地震動の観測

## 爆破地震動研究グループ\*

東京大學地震研究所 東京大學地球物理學教室

中央氣象臺地震課 地質調査所第4部

(昭和 26 年 2 月 28 日受理)

## Observation Sismique par Explosion d'Isibuti

La Groupe de Recherches de Séismologie par Explosion, Tokio

Le 25 Oct. 1950, devait avoir lieu à Isibuti, à 20 km environ à l'ouest de Mizusawa, une explosion simultanée avec 57 tonnes d'explosifs. Nous y installâmes 8 observatoires provisoires à des distances convenables du lieu de l'explosion jusqu'à 121 km. Pour les signaux de temps nous inscrivions directement sur les sismogrammes les signaux de seconde de l'observatoire astronomique de Tokio par radio JJY (4 MC). Le commencement des secousses peut être défini très précisément partout sauf à Kogota. Les hodochrones des débuts des premières ondes et quelque suivantes sont dessinées dans la figure 3.

Deux branches d'hodochrones  $P_1$  et  $P_2$  sont apparues respectivement dans les observatoires proches et éloignés. Nous avons calculé les vitesses de ces deux phases et avons obtenu :  $5.26 \pm 0.007$  km/sec et  $6.31 \pm 0.017$  km/sec respectivement. Comme les deux branches se coupent près de l'origine, nous pouvons supposer qu'il existe une couche peu épaisse, horizontale, à la surface, où la vitesse des ondes longitudinales serait de 5.26 km/sec et que repose sur un milieu où la vitesse serait 6.13 km/sec. Mais la distance épacentrale du point de rencontre est  $9.5 \pm 9.74$  km et l'épaisseur de la couche  $1.3 \pm 2.7$  km. L'existence d'une telle couche ne nous paraît pas très certaine. Nous avons comparé le resultat avec celui de Prof. T. Matuzawa.

Les phases correspondant aux ondes S ont été observées seulement à quelques observatoires. Leur vitesse est  $2.37 \pm 0.005$  km/sec. De plus on trouve en quelque observatoires une seconde phase claire qui est en retard de 1 sec. sur les ondes S. Ces deuxième S sont peut-être dues à un éboulement au-dessus des chambres après l'explosion.

D'ailleurs le matériel n'est pas encore suffisant pour de telles discussions et nous préparons d'autres observations pour les prochaines occasions.

1. 緒言 地球内部の地震波の傳播速度を求めて地球の内部構造を明らかにして行くことは地震學の重要な部門の一つとして今日迄に既に幾多の輝かしい業績が擧げられてきたのであつたが、更に精しい構造を論議するためには現在得られているよりは遙かに高い精度で観

\* この研究グループのメンバーは次の通りである(ABC順)

秋間哲夫, 河角廣, 宮村攝三, 表俊一郎, 佐藤泰夫, 田島廣一, 辻浦賢, 山崎良雄(以上東大震研);  
淺田敏, 田望, 松本利松, 島悦三, 鈴木次郎, 田治米鏡二(以上東大地物) 相原奎二, 石川松雄,  
井上宇胤, 小川辰郎, 末廣重二(以上中央氣象臺) 市川金徳, 早川正巳, 古屋重政, 金子徹一,  
(以上地質調査所)



測が行われることが必要となつてきた。併しながら各観測點の観測精度を引き上げるということは容易には實現し得ない事柄であるために、この問題の研究は甚だしい困難に逢着していたのであつた。併し一方、最近物理探鑛の著るしい發達により製作せられるようになった高倍率の地震計はこの問題に新しい光を投ずることとなり、人工的に起された地震動を観測して地下構造を求めることが行われるようになった。併しながら吾々が地球物理學的立場から現在最も問題としているのは地表下 50~60 km の深さの邊りに存在していることが豫想されている不連続面であるので、そこ迄の地下構造を求めるためには水平距離 150 km 乃至 200 km 以上距つた地點で地震動の観測が行われなくてはならないこととなり、従つて震動源として用いられる火薬の量も莫大なものでなくてはならなくなつてくる。かゝる大量火薬の爆發が行われた例としては我國に於ては戦時中父島に於て海軍が 20 ton の爆破を行つたことがあつただけであるがこの時はそれによる地震動の観測はなされなかつた。

2. 石淵爆破観測計畫 我國に於ても岩手縣若柳村石淵（水澤の西方 20 km の地點）に於て北上川の支流膽澤川に石塊堰堤を建設する爲に 20 萬立米の石塊を採集する必要上 57 噸のカーリットを一齊に爆破させることが計畫され、1950 年 10 月 25 日にこの爆破が行われることとなつた。このように多量の火薬が同時に爆破されることは我國では初めてのことであり我々地震學徒にとつては得難い機會を提供してくれるものであつたのであるが、我々がこのことを知り得たのはこの爆破が行われる僅か 10 日前であつたので充分な準備を整えるまがない儘、持ち合せの機械を用いて、限られた人員と研究費とを以てこの爆破地震動の共同観測を實施する計畫が樹てられることとなつた。

爆破によつて起される地震動の振幅が爆破點からの距離によつてどのような値を期待し得るかについては外國の爆破地震動の観測結果を参照し論議を行つた結果、観測點、観測者及



Fig. 1 Les lieux de l'explosion d'Isibuti et des observatoires provisoires.

び地震計の配置を第 1 表のように決定した。観測點を選定するに當つては、i) 地震計の鐵道輸送の迅速確實を期するため東北本線の沿線の地點を選ぶ、ii) 爆破點と観測點との通話連絡に東北配電會社の保安用電話線の利用を希望したため主要送電線の經由地を選ぶ、iii) 沖積層の土地は避ける。等の條件を充すように考慮し爆破點から大略 20 km 毎に 9 點の臨時の観測點を設置した。之等の観測點及び爆破點の位置は第 1 圖に示される通りである。

各観測點で爆破地震動が到達した時刻を正確に知るために 6ヶ所の観測點では 4 MC の J J Y 標準電波による東京天文臺よりの秒報時を直接記録紙の上に刻時するようにし

第1表 石淵爆破地震動共同観測計畫  
(世話係：表 俊一郎，宮村攝三，末廣重二)

観測點	観測者	距離	地震計	刻時	記録法
石 淵	相原 奎二 石川 松雄 小川 辰郎 (中央氣象臺)	km 1.8	携帯加速度計 (小) 水平 1 $T=0.1$ S 携帯變位計 (大) 水平 1 $T=4.4$ S	J J Y 秒刻時 併 記	機械的擴大， ススがき， 記録紙速度 2 mm/sec.
若 柳	田島 廣一 (地震研究所)	15.1	携帯加速度 (小) 水平 2, 上下 1 $T=0.1$ S	クロノメ ーター 秒 刻 時 直 記	機械的擴大， ススがき， 記録紙速度 2.5 mm/sec.
前 澤	辻浦 賢 (地震研究所)	21.2	携帯加速度計 (大) 水平 2, 上下 1 $T=0.08$ S	J J Y 秒刻時 直 記	機械的擴大， ススがき， 記録紙速度 5 mm/sec.
花 泉	山崎 良雄 大澤 正規 (地震研究所)	38.4	携帯微動計 水平 2, $T=1.0$ S 携帯加速度計 (小) 上下 1, $T=0.1$ S 4 萬倍微動計 上下 1, $T=0.05$ S	J J Y 秒刻時 直 記	機械的擴大， ススがき， 記録紙速度 2 mm/sec. 機械的光學的擴大 フィルム速度 0.5 mm/sec.
コウタ 小牛田	秋間 哲夫 (地震研究所)	62.5	4 萬倍微動計 上下 1 $T=0.05$ S	時 計 秒 刻時及び 交流波形 併 記	機械的光學的擴大， フィルム速度 40 mm/sec.
松 島	田治米鏡二 田 望 (東大地球物理)	81.4	動線輪型換振器 水平 2, $T=0.1$ S 上下 1, $T=0.1$ S	J J Y 秒刻時 併 記	オッシログラフ 横河 D 型振動子 プロマイド速度 3 mm/sec.
仙 臺	浅田 敏 鈴木 次郎 島 悦三 (東大地球物理教室)	98.4	動線輪型換振器 水平 2, $T=1.2$ S 上下 3, $T=0.1$ S (上下動は一邊 150 m の正三角形頂點におく)	J J Y 秒刻時 併 記	オッシログラフ 横河 D 型振動子 プロマイド速度 6 mm/sec.
ロク 亘 理	金子 徹一 古屋 重政 市川 金徳 (地質調査所)	121.9	動線輪型換振器 水平 2, $T=$ 上下 2, $T=$	J J Y 秒刻時 併 記	真空管増幅器使用 オッシログラフ 横河 D 型振動子 プロマイド速度 7 mm/sec.

た。この秒報時は當時，毎時間 5 分—10 分；15 分—20 分等 5 分毎に發射されているだけであつたので，爆破の行われる豫定時刻が最初は 25 日正午であつたものを 25 日 12 h 06

m 07 s に變更していただいた。尙此の標準電波による秒報時の他に萬一の用心のためにクロノメーターによる刻時も並用された。若柳と小牛田の観測點はクロノメーターのみが用いられた。

記録紙送りの早さは若柳、花泉が 2 mm/sec, 石淵、前澤 3 mm/sec, 他は 5 mm/sec 以上であつた。

3. 爆破の概要 爆破に関する詳細な記述は他の報告に譲るとしてここには極く簡単に爆破の概略を述べることとする。すなわち猿岩の北々西斜面に主藥室と副藥室各々 7 ケ宛を作り之等に總計 57 噸のカーリットを裝填した。各藥室からは導爆索で 300 m 距つた電氣雷管に連結し、電氣雷管は電線で更に 400 m 距つた點に置かれた點火スイッチに連結せられた。各藥室と雷管とを結ぶ 7 本の導爆索の長さの差は特に 10 cm 以下になるように注意が拂われ各藥室の火藥が一齊に爆破されるようになされた。

このようにして豫定通り 10 月 25 日 12 h 06 m 07 s にスイッチがいれられり爆破が行われて豫想以上に大量の石塊が採れたと推定される成功を収めた。

しかし、爆破による音及び地震動はあまり大きくなく、約 1 km 距つた所で震度 II, 15 km 距つた若柳では既に無感であつたが北東 30 km の黒澤尻では震動を感じた人もあつた。人體感覺に関する詳しい通信調査も目下行われているので後に報告出来ることと思う。

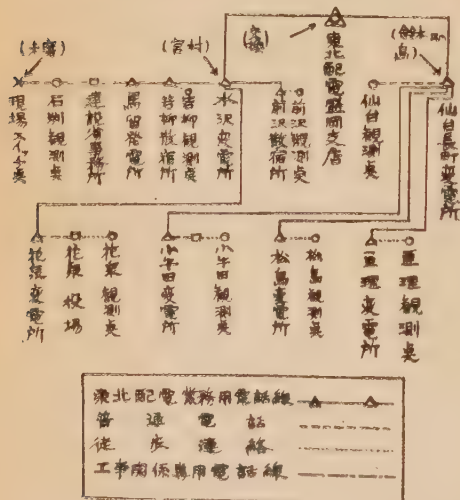


Fig. 2 Schéma des liaisons telefoniques

各観測點毎に初動その後の後期の走時を読み取つた結果は第 2 表に見られる通りであり之より走時曲線を書けば第 3 圖のようになる。この走時曲線を一見して直に氣付かれることは

- 1) 實際にスイッチが閉ぢられ雷管導爆索をへて爆藥が點火されたのは 7 秒を大分過ぎて 8 秒に近いところと推察せられた。このことは走時曲線の結果からも推察される。

4. 観測の結果 延長 120 km にわたる 8 點の観測點で一瞬の爆破による地震動を捉へるために最も重要なことの一つは爆破現場と各観測點との間の緊密迅速な連絡であるが、之は我々の希望通り東北配電株式會社の全面的な協力により完全に行うことが出来た。参考迄に通話連絡の系統を示せば第 2 圖のようになる。

爆破も豫定通り行われ、通信連絡も圓滑に行き幸い J J Y 時報の受信狀況も良好であつたので我々の全観測點 8 ケ所は完全に観測に成功した。



第2表 石淵爆破地震動 観測結果

測點 番號	観測地名	震央距離 $\Delta$ km	標 高	發 震 時 12 h 06 m				地 盤
				$P_2$	$P_1$	$S$	$S_{11}$	
1	石 淵	1.8	300 m		8.31 s	8.52 s	9.27 s	岩 盤
2	若 柳	15.1	100		10.80			洪積層扇狀地
3	前 澤	21.2	30		12.05			洪積層臺地屋下
4	花 泉	38.4	45	14.47 s	15.25	19.0	20.0	洪積臺地
5	小牛田	62.5	10		(23.6 對應不明)			第三紀層臺地
6	松 島	81.4	10	21.43				臺 地
7	仙 臺	98.4	67	24.5		35.9	37.2	第三紀層臺地
8	亘 理	121.9	15	28.0				同 上

観測された走時が極めて規則正しく各々の直線の上に配列しているということであり標準電波秒報時による刻時が野外での地震動観測に實用されることにより得られた結果として特筆するに値する。このようにして得られた夫々の走時の値は略々 1/50 秒の精度をもつものと考えられる。

走時曲線から明らかなように石淵、若柳、前澤及び花泉の4點は1つの直線の上に、又花泉、松島、仙臺及び亘理の4點は又別な1つの直線の上に並ぶように見える。最少自乗法により夫々の直線の傾斜を求めて速度を計算すれば

前者は  $5.26 \pm 0.007$  km/s

後者は  $6.13 \pm 0.017$  km/s

となる。之等 5.26 km/s の速度をもつ  $P_1$  波と、6.13 km/s の速度をもつ  $P_2$  波の2つの直線は震源から 10 km の邊りで交り、速度 5.26 km/s の薄い表面層が速度 6.13 km/s の地殻の上に存在することを示すように見える。このように考えその交點の  $\Delta_0$  と表面層の厚さ  $d$  を計算すると

$$\Delta_0 = 9.5 \pm 9.74 \text{ km}, \quad d = 1.3 \pm 1.27 \text{ km}$$

となるのであるが、 $P_1, P_2$  の震源でのみかけの發震時 (intercept time) を求めると夫々 12 h 06 m 07.97 s  $\pm$  0.032 s 及び 12 h 06 m 08.23 s  $\pm$  0.24 s となるのであつて、ここに求めたような表面層の存在は極めて不確實なものといわなければならない。

ここに求められている 5.26 及び 6.13 km/s という2つの速度を松澤教授が日本の granitic layer の速度として求められている 5.0 km/s、及び intermediate layer の速度として求められている 6.1~6.2 km/s と較べれば、大體に於てよく合致しているが、後者が普

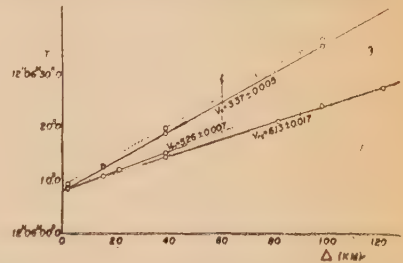


Fig. 3. Courbes hodochrones par l'explosion d'Isibuti.

通にいわれてきたように basaltic rock の速度をあらわすものであるか否かは未だ問題であると思われる。

一方亦第1圖を参照すると爆破點に近い4點というのは大體に於て爆破點の東方にある點であり遠い點というのは大體に於て南方にある點ということになつてゐる。従つてこの地域の地質學的な特性のために方位的に地震波の傳播速度が異つていたと考へても  $P_1, P_2$  の存在を説明することが出來ないことはない。しかしいづれにしても、現在得られてゐる材料の精度を以てしては、之等の點に關して、之以上の決定的な斷定を下すことは困難であるので今後の観測研究に待つこととしたいと思ふ。

初動に續く諸相については、前澤、花泉、及び仙臺の記録には顯著な位相が明らかに認められる。之等は  $3.37 \pm 0.005$  km/sec の速度を與える直線の上に並ぶことが見られるのでこの位相は  $6.13$  km/sec の  $P_2$  に對應する  $S$  の位相かも知れないと考へられる。更に之より少し遅れて1つの明瞭な相位が認められ、走時曲線に破線を以て示してあるように上の  $S$  相の走時曲線と略々平行に之より丁度1秒程遅れた1つの直線の上に並ぶ。この位相が認められる観測點は石淵、花泉及び仙臺である。若柳の記録は  $P$  の位相が既に極めて小さかつた位であるのでこの最後に述べた位相が明瞭に認め得ないとしても止むを得ないであらう。之に反し石淵の記録に現われたこの位相は第2圖に示されてゐるように極めて明瞭である。爆破時の活動寫眞等を参照して爆破地震動發生の機構を考へると、最初に爆破と同時に火藥裝填箇所附近に著るしい爆破が生じ同時に震動を四方に發射しそれより一瞬おくれて大量の石塊が下方に降り落ちる運動が起されこのとき、ねぢれ波が2次的に勵起されたと考へることも不可能ではない。この最後の機巧によつて出た  $S$  相が上の破線で示された走時曲線として認められた位相をあらわすと考へることも可能な解釋の一つと云い得るかも知れない。

5. 結語 今回の爆破地震動の観測は日本に於ては初めての試みであり且つ観測のための用意をする時間が極めて短かつたため、準備及び計畫に不備の點があり、目的に適わない地震計を止むなく用いた所などもあつたりして  $S$  波及び表面波を明瞭に認め得ない記録もあつたが、 $P$  の位相については極めて精度の高い結果を得ることが出來、観測を行つた第1の目的は充分に達することが出來た。

終りに此の観測を行うにあつて多大の便宜を與えられた東北地方建設局及び西松建設株式會社の石淵堰堤工事關係者各位、電波廳標準電波 J J Y 發射所の各位、並びに、我々の観測點と爆破現象との通話連絡のためにその業務用電話の利用を許され、あらゆる協力を惜まれなかつた東北配電株式會社の關係者各位、及び各観測點在所地の關係の方々に對し厚く御禮申し上げる次第である。又更に我々の共同研究に對し終始激勵と指導とを與えられた松澤教授に心から感謝の意を表したい。

---

## 地震時報

---

### 25 年 9 月 10 日の九十九里濱南部沿岸の地震

12 時 21 分ごろ、關東地方の全般から東北、中部地方の一部分にわたってかなり強い地震を感じ、書食時の人々を驚かした。震源地は千葉縣大東岬の東方沖合の北緯 35.3 度、東經 140.5 度で深さは約 30~40 km であった。銚子測候所の報告によれば銚子市内でも震動は相當大きく測候所の簡單微動計はスケール・アウトしペンの腕を破損したほどであった。銚子測候所員池端俊官の踏査報告によるとこの地震のため千葉縣長生郡一の宮町一の宮川の南側堤防上の 2 ケ所に地割、・地をりを生じた。また銚子市内の被害状態は次の通りであった。關東配電銚子管内で電線（本線、低壓線）の斷線 66 ケ所、引込線の混線 20 ケ所、本線、引込線の斷線・混線によるトランスの焼失 2 ケ、外線の接觸によりスパークして電線が若干焼失した。山武郡東金町上宿では裏山が崩れたため家屋が半壊した。

### 26 年 1 月 9 日の千葉縣養老川中流域の地震

3 時 32 分ごろ、關東地方の全般から東北、中部地方の一部分にわたってかなり強い地震を感じた。震源地は養老川の中流域で北緯 35.4 度、東經 140.1 度、深さは約 40~45 km で東京、横濱、銚子で中震、横濱區内の仙石原、都田など強震であった。被害状態は次の通りであった。

千葉縣君津郡久留里町附近で家屋の損傷、棚の物品落下、横濱市内で停電、壁砂の落下などがあつた。

浅間山は：1 月から 8 月まで白煙の日が多く、山麓各所で 1, 2, 5 月には鳴動が聞え 1, 2, 7, 8 月には火柱がみとめられる程度の活動であった。なお、2 月 28 日の火口觀測のときには、火口底北部には赤熱部がみとめられ、この赤熱部から「ごー」という強い鳴動とともに煙と焰が噴出されていた。輕井澤測候所の觀測によれば、火口底は 3 月および 7 月にはあまり變化はみとめられなかつたが、8 月 16 日の觀測のときには、火口底は 7 月のときより全面的に約 20~30 m 上昇したようであり、この上昇火口底のほぼ中央部には赤熱部がみとめられた。

9 月 23 日 4 時 37 分ごろの噴火：大爆音をあげて噴火し、その噴煙は海拔約 1 萬 m の高さまで達して東に流れ、噴煙流路下の輕井澤、前橋、熊谷、宇都宮、筑波山、水戸、秩父、川越、およびはるか南方の東京にまで降灰砂があり、輕井澤、長野、小諸、諏訪、飯田、前橋、秩父、川越、東京および金澤、福井、彦根、岐阜、名古屋、濱松、御前崎では爆音、輕井澤、長野、前橋、甲府、秩父、川越、東京、宇都宮、筑波山、柏、布川、水戸、銚子、小名濱では空振があつた。すなわち、長野、飯田、東京、銚子、小名濱などでかこまれた音響の内聴域と金澤、彦根、津、御前崎、岐阜などでかこまれた音響の外聴域がみとめられた。

噴石は火口附近には徑數 m、東側 7 合目附近では徑約 1 m、東方約 9 km の草軽沿線の長日向（ながひなた）では徑約 6 cm 東南東約 7 km の千ヶ瀧、グリーンホテル附近では徑約 2 cm の大きさのものが落下した。

降灰砂は浅間山附近では浅間山の東方、北は北輕井澤から南は信越線附近までひろがり、降灰砂量は火口附近では 3~4 m つもる程度であり、輕井澤では約 60 gr/m<sup>2</sup> 前橋では約 88 gr/m<sup>2</sup>、東京では約 1.2 gr/m<sup>2</sup> であった。被害は死者 1 名、負傷者 6 名、長日向では噴石の落下のために家屋の屋根が落ち



ぬかれ、火口から約 10 km はなれた山麓の信越沿線では窓ガラスや戸障子などがこわされた。

噴火と同時に起つた地震が軽井澤、前橋、東京、白河、福島、船津、富山などで地震計に記録されたが地震動の最大振幅は軽井澤で 237 ミクロン、前橋で 160 ミクロンであつた。

この噴火後、軽井澤測候所で 9 月 29 日に火口観測した結果によると、今回の主要活動部は火口底の東部と南西部であつて、火口底は非常に浅くなつていて、火口縁下約 100 m であつた。

10 月 4 日 15 時 14 分ごろの爆發：ドーン、ドーンと 2 回砲聲音がきこえ、戸障子が約 3 分間かすかに振動したが、降雨と霧のために詳細は不明であつた。この噴火で火口附近には多量の噴石があり、火口の北東 9 km の北軽井澤附近ではダイズ大の礫が落下し、火口の西 2.5 km の湯の平では爆風のために山小屋が倒れた。

この噴火に伴つた爆音は軽井澤、前橋、熊谷、東京附近の内陸域と、岐阜、名古屋、彦根附近の外陸域できかれた。軽井澤、前橋、熊谷では空振があつた。

また山の北東白河、小名濱附近に降灰があつた。その後 12 月 21 日 05 時 08 分頃小噴火し、黒褐色煙を噴出した。火口の東約 4 km の峰の茶屋では爆音が 2 回聞え、粟平から吾妻方面に積雪の上に降灰が認められた。1951 年に入ってから、2 月 6 日には灰色煙を 500 m 位の高さにあげ、山頂附近には降灰があつた。

2 月 12 日微噴火し、峰の茶屋附近に降灰があつた。

2 月 27 日小噴火し、約 900 m の高さに噴煙が上昇した。

阿蘇山の活動：11 月 27 日灰色煙をあげ、阿蘇山測候所附近に降灰があつた。その後 12 月 4 日、6 日、15 日、16 日、20 日にも降灰が同所附近にあつた。

樽前山の活動：1951 年 1 月 29 日 4 時 30 分ごろ苫小牧測候所でドンドンという砲聲をきいた。當時の風向は北西で、山の南東方向に降灰があつた。

三原山の再活動：2 月 4 日 12 時 30 分ごろ再噴火し、スコリヤを約 200 m の高さに噴出した。噴出孔は昨年形成された火口の北西約 200 m の地点であつた。その後活動がつづき、火口底からは熔岩が湧出していたが 2 月下旬、ついに内輪山からあふれ出し数條の熔岩流を作り 2 月 28 日 5 時にはその長さが約 500 m になつていた。

## 學 會 記 事

### 地震、音響、電氣、應用物理、應用力學 各學會連合振動及波動研究發表會

1950 年 9 月 2 日、3 日

東京大學第一工學部

學會	番號	講演者	題	目
音	1.	伊藤 毅	平坦な境界面上の輻射音場について	

(15 分)

學會	番 號	謝 演 者	題 目	
音	2.	菊池 喜充	雑然たる群分布を成す物體よりの反射波強度について	(15 分)
地震	3.	金井 清 (震研)	$M_0$ 波について	(15 分)
地震	4.	佐藤 泰夫 (震研)	レーリー波を發生しない震源	(15 分)
電氣	5.	乗松 立木 (電試田無)	精密調波分析	(15 分)
應力	6.	近藤 次郎 (東大一工) 河地欣一 (富士産業)	自動制御の時間遅れ	(15 分)
應力	7.	井町 勇 (名大)	遊隙支持された單元振動系で衝突減衰ある場合の強制振動	(15 分)
應力	8.	吉丸慶丸 (理工研) 新澤順悦 (日大工)	蔓巻パネを傳わる波動に對する粘性の影響	(15 分)
應力	9.	河島 佐男 (九大工)	弾性索振動理論の實驗による検討	(15 分)
地震	10.	宮村彌三 (震研) 松南 正 (東光)	非等方寫眞引伸裝置の試作	(15 分)
地震	11.	秋間哲夫 (震研)	振り振子を應用した地震波低域濾波器	(15 分)
地震	12.	明石和彦・太田弘武 (明石製作所)	動電型振動臺の試作	(15 分)
地震	13.	宮内孝治・明石和彦 (明石製作所)	振動分類計 (Vibration Sorter) の試作	(15 分)
應力	14.	糸川英夫・志賀健雄・藤森聰雄・吉山 巖 (東大二工)	直記式オシログラフの試作及び腦波の記録について	(15 分)
電氣	15.	内藤 正 (電試永田町) 山畑耕郎・皆川盛保	電磁型振動加速度計	(15 分)
應物	16.	秋山 健二 (松下電工)	試作したスピニング・ボット用振動計(電氣容量型)について	(15 分)
電氣	17.	有馬 敏彦 (横河)	電氣音響式ガス分析計	(15 分)
音	18.	小澤 淳男	チタン酸バリウム磁器壓電的撓み物性	(15 分)
應力	19.	志賀 健雄	チタン酸バリウムの應用について	(10 分)
音	20.	守田 榮	超音波音場の測定法とその應用	(15 分)
音	21.	井元 鑑二	超音波音速分散の測定について	(15 分)
音	22.	實吉純一・原田耕作・大塚孝	超音波反響測深機の衝擊勵振方式の實驗的研究	(15 分)
音	23.	實吉純一・森 榮治	周期の變化する減幅波による單一共振系の勵振の圖式解法	(15 分)
音	24.	平野 正勝	超音波魚群探知機について	(15 分)
音	25.	井元 鑑二	超音波探傷器による車軸クラックの發見	(15 分)
應物	26.	鳥飼安生・古谷勝美・藤森聰雄 (東大生研)	固體中の超音波の測定	(15 分)

學會 番號	講 演 者	題 目	
電氣 27.	森本 重武 (電波管理總局)	標準電波について	(15 分)
地震 28.	那須信治・岸上冬彦・表 俊一郎・池上良平	動力學地盤調査法について	(15 分)
地震 29.	棚橋 諒 (京大)	地盤と震害	(15 分)
應物 30.	井上 實 (日立中研)	紡機スピンドルの振動測定	(12 分)
應力 31.	糸川英夫・志賀健雄・倉島俊夫・大上一朗	スピーカー・ペーパーコーンの振動分布 (其一)	(15 分)
應力 32.	糸川英夫・志賀健雄・大上一朗	同 上 (其二)	(15 分)
音 33.	平野 正勝	ゴム防振器の防振防害特性	(15 分)
音 34.	廣川原二・奥村 宏	壓縮型ロッシェル鹽マイクロホン	(15 分)
音 35.	小橋 豊	サンドボックスの振動板の振動について	(15 分)
音 36.	同	ハーモニカのリード及びプレート振動について	(15 分)
應力 37.	糸川英夫・熊谷千尋	ヴァイオリンの製法に関する研究 (演奏附)	(15 分)

## 地震學會第4回研究發表會

名古屋大學理學部物理學教室 1950 年 11 月 7 日, 8 日

### 第 1 日

1.	宮本貞夫 (地球物理研究所)	走時曲線の比較	(15 分)
2.	同 上	福井地震前後の地震波速度の異常	(15 分)
3.	越川善明 (東大震研)	震源の決定について	(15 分)
4.	吉山良一 (九大物理)	福井地震の走時曲線について	(15 分)
4a.	爆破地震動研究グループ (東京)	石淵爆破地震動観測速報	(15 分)
5.	本間正作 (中氣臺震観)	分散性表面波の最大振幅	(20 分)
6.	同 上	地表の温度分布と地下の熱弾性應力	(25 分)
7.	島津康男 (東大地物)	歪應力式の一般化について	(15 分)
8.	同 上	有限の大きさの振れを受けた弾性體について	(15 分)
9.	金井清 (東大震研)	$M_2$ 波の實在性について	(15 分)
9a.	中村左衛門太郎 (東北地物)	粘弾性體内の波動速度について	(15 分)
10.	中村左衛門太郎・島 垣 (東北地物)	地形變動によつて地下壓力の變化を推定する方法について	(15 分)
11.	高田理夫 (京大地物)	木造家屋の歪について (續)	(10 分)
12.	同 上	振動による沈下實驗について (序報)	(10 分)
13.	玉城逸夫 (京大地物)	人工地震波の重疊とその應用	(10 分)
14.	表俊一郎・宮村攝三 (東大震研)	名古屋市内の地盤と震害との關係	(15 分)



- 14a. 加藤愛雄・遠藤巧一 (東北地物) 仙臺市内の地盤調査の結果について (15 分)
15. 河角 廣 (東大震研) 日本各地における地盤危険度と耐震規準震度決定 (15 分)
- 15a. 中村左衛門太郎 (東北地物) 震災死亡者の總數 (10 分)
16. 岡野建之助 (京大地物) 近地微小地震の精密觀測 (10 分)
17. 坪井忠二・友田好文 (東大地物) Law-pass filter をもつ加速度計について (15 分)
18. 坪井忠二・田治米鏡二 (東大地物) 新作の地震記録用ドラムについて (15 分)
19. 末廣重二 (中氣臺) 地震觀測に於ける時間精度向上の研究 (30 分)

## 第 2 日

20. 西武昭雄 (京大地物) 地球内核の物性 (20 分)
21. 貞廣太郎 (京都立命館高校) 地下放射能の測定 (20 分)
22. 吉松隆三郎 (柿岡地磁氣觀) 櫻島火山の活動と鹿屋に於ける地電流 (10 分)
- 22a. 加藤愛雄・歌代愼吉・小坂由須人 (東北地物) 昭和 25 年 4 月 26 日紀伊半島の強震に伴つた地磁氣の變化 (15 分)
- 22b. 中村左衛門太郎 (東北地物) 1928 年以來裏日本北部の地磁氣變化について (10 分)
- 22c. 同 上 地震及び火山活動に伴う地磁氣變化の他の例 (5 分)
23. 高橋龍太郎・下鶴大輔 (東大震研) 三原火山最近の活動について (20 分)
- 23a. 村内必典・本多俊一・高木 勳 (國立科學博物館) 三原山に關する二三の觀測結果について (20 分)
24. 坪井忠二・友田好文 (東大地物) 二變數の相關が變數に操作を加へることによつて變る簡單な場合について (15 分)
25. 佐野浚一 (名大物理) 伊勢灣周邊の水準變化について I (15 分)
- 25a. 佐野浚一・杉浦邦朗・片岡明雄 (名大物理) 伊勢灣周邊の水準變化について II (15 分)
26. 山口生知 (地理調査所) 四國地方における平均海面の年週變化について (10 分)
27. 一戸時雄 (京大地物) 重力計による地殻潮汐の觀測 (20 分)
28. 飯田汲事・早川正己 (地質調査所) ノースアメリカン型重力計について (20 分)
29. 飯田汲事・早川正己・金子徹一・片寄邦之 小川建三・二日市宏 (地質調査所) 三原火山の重力測定 (20 分)
30. 本間正作 (中氣臺震觀) 餘震分布區域の調査 (10 分)
31. 中村左衛門太郎 (東北地物) 地震のエネルギー源について (15 分)
32. 坪井忠二 (東大地物) 地震活動について (15 分)

以 上

懇 親 會 (8日講演終了後)

## 雜

## 錄

第9回國際測地・地球物理學連合ブリュッセル總會 1951 年 2 月 7 日第 1 回委員會の席上・地球物理研究連絡委員會の一委員より本會に 1950 年 11 月 27 日付ブリュッセル會議の同覽通信第 1 報が手交

された。この寫しはすでに各地區の委員のもとに送付、適當な場所に揭示してもらい、その旨ひろく全會員に御通知した。ここにその要旨を抄録し御參考に供する。

1950 年 11 月 27 日付ストラスブールの U. G. G. I. 國際地震協會 (會長 R. Stoneley, 書記長 J. P. Rhothé) より研究者各位宛同覽通信第 1 報。

1. 第 9 回國際測地・地球物理連合 (U. G. G. I.) 總會は 1951 年 8 月 21 日より 9 月 1 日までブリュッセルにて開催、正式招待狀はベルギー委員會より各國連合加盟組織に發せられた。

2. 呈出論文の原稿は約 2000~2500 語以下、英語又はフランス語で、1951 年 7 月 15 日前に送付し英文原稿には佛文、佛文原稿には英文で、300~400 語以下の摘要をつけ、これは 1951 年 4 月 1 日前にとどくようにする。摘要は別に印刷して會議のときにくばる。送付先は *Le Secrétaire Général ; Professeur J. P. Roté 38 Boulevard d'Anvers, Strasbourg (France)* である。

3. 合同會議——I. 物理海洋學分科と地震學分科の共同で**海洋底の研究**について 8 月 23 日におこなわれ、Ewing 教授と M. N. Hill 博士の講演が豫定されている。

——II. 地震學分科として 8 月 28 日 14 時より地殻運動に關する討論、8 月 29 日 10 時より地球内核の性質に關する討論が行われる。

——III. 地震、氣象、海洋合同で脈動の原因についての討論が 8 月 29 日午後行われる。

4. 地震分科會では組織の問題として次のことが討論される。a) 脈動に關する報告に用いる記號の統一 (Prof. Charlier 提案), b) 地震の位相の記號の改正 (Prof. Gutenberg 提案), c) 地震學の術語辭典 (ユネスコの要請), d) 地震電報, e) パンチカード、等々

なお *séismologie instrumentale* (計測地震學) のシンポジウムもおこなわれるから、報告を用意されたい。

6. 詳細は後にしらせるが、ブリュッセル會議の問合せは *Docteur Ch. Charlier, 157 Groeselenberg, Uccle I (Belgique)* 宛にされたい。

以上が手紙の要旨であるが、今後も本會にて入手できた通知はできるだけ速に適當な方法で會員各位にお知らせするつもりである。

**海外學會加入申込のとりつき** 1951 年 1 月 17 日付文部省大學學術局長より本學會宛に調査依頼あり、26 年度より海外の學會に、我國の學會または個人が加入するため必要なドルのわくが政府に設定されたので、加入希望者を報告してくれとのこと。御希望の方は加入希望學會名、同所在地、會費 (年間ドル) と加入希望者氏名住所電話番号を本會あて至急おしらせ下さい。ちなみに *Seiem. Soc. of Amer.* の Bull. の Subscription price は年 5 ドル、*Amer. Geophys. Union* の會費は年 7 ドル、*Geophysics* の Subscription price は年 6 ドルです。



## 「地震」投稿規定

1. 原稿は原稿用紙に横書に認め、假名は平假名を用いること。
2. 句讀點，．等を明瞭に記入すること。
3. 地名，人名の讀みにくいものには振假名を付けること。
4. 數字は漢字を用いず，アラビア數字を用いること。
5. 引用文献等は最後に記載のこと。
6. 挿圖は墨で明瞭に書き，縮率を必ず記入すること。圖の中の文字は刷上り 1mm 以下にならぬこと。原稿に赤字で圖の挿入場所を指定すること。
7. 原稿には必ず歐文題目と歐文要約を付けること。
8. 論文の長さは當分の間，刷上り 5 頁（400 字詰原稿用紙約 10 枚）以内のこと。
9. 別刷は 30 部を贈呈し，それ以上は著者の負擔（用紙を含む）とする。
10. 校正は當分の間編輯係に一任のこと。
11. 特殊な圖版（折込，色刷等）は當分の間著者が費用を負擔すること。
12. 挿圖，表等の説明には英語を用いること。

昭和 26 年 3 月 25 日 印刷

昭和 26 年 3 月 30 日 發行

第 2 輯 第 3 卷 第 2 號

東京大學理學部地球物理學教室內

編輯發行  
兼印刷者

地 震 學 會

代 表 者 河 角 廣

印 刷 所

中央商事會社印刷部

發 行 所

東京大學 理學部  
地球物理學教室內

地 震 學 會

(振替東京 11918 番)



# JOURNAL OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

“ZISIN”

Second Series

Vol. 3 No. 2

1951

---

A Relation between the Area of Aftershock Region and the Radius of Sensibility Circle (continued) .....	S. HOMMA, A. SEKI .... 4
A Highly Sensitive Double Bifilar Gravimeter .....	T. ICHINOHE .... 9
On the Discontinuities of the Earth Mantle .....	T. NISHITAKE .... 17
Measurements of Underground Radioactivity (first report).....	T. SADAHIRO .... 22
A Simple Method for measuring the Voltage-sensitivity of an Electro-magnetic Transducer.....	K. TAJIME .... 26
Dynamical Studies of the Surface Structure of the Ground.....	T. WATANABE .... 31
Observation Sismique par Explosion d'Isibuti .....	La Groupe pour Recherches de Séismologie par Explosion, Tokio. .... 37

---

Published  
by  
the Seismological Society of Japan,  
Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University  
Bunkyo-ku, Tokyo, Japan